Aus dem Geologischen Institut der Universität Breslau

Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neiße

---

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen Philosophischen Fakultät der Schlesischen

Friedrich-Wilhelms-Universität zu Breslau

vorgelegt von

Friedrich Zeuner

aus Berlin

Promotion: 28. Januar 1928

Universitätsverlag von Robert Noske in Borna-Leipzig

1928

Gedruckt mit Genehmigung der Hohen Philosophischen Fakultät
der Schlesischen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Breslau

Referent: Professor Dr. Wolfgang Soergel

Rigorosum: 21. Dezember 1927

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548228_0181

Inhalt

Seite

Einleitung 1
Geographische und geologische Übersicht 3

Untersuchungsmethoden.

Trigonometrische Einmessung der Terrassenpunkte 5
Die Schotteranalyse 10

Die Ursachen der Aufschotterung.

Die Entstehung der Schotter aus tektonischen oder klimatischen Ursachen 16
Die Frage nachträglicher chemischer Verwitterung der Schotter 26

Jungtertiär und Diluvium des Sudetenvorlandes.

Die jungtertiären Kiese von Münsterberg 28
Faziesverhältnisse des Tertiärs und Folgerungen für die Tektonik der Sudeten 31
Das Diluvium von Münsterberg 35
Das Diluvium von Camenz 38
Die Eisrandlage von Camenz und die Laufverlegung der Neiße 43
Die jungdiluviale Unterterrasse der Neiße im Vorland 45

Diluvium des Warthaer Gebirges und des Glatzer Kessels.

Mäanderbildung im Warthaer Engpaß 48
Die Sedimente des Glatzer Kessels und ihre Beziehung zur Tektonik . . 53

Das Terrassenprofil.

Die Grundlagen der Konstruktion eines Terrassenlängsprofils 57
Kombination eines Systems der Flußaue parallel laufender Terrassen . 62
Kombination eines divergierenden Systems 63
Die Unterterrasse 64
Zeitdauer und Ausmaß der Hebung 65
Zusammenfassung der Ergebnisse zu einem Gliederungsschema 66

Ergebnisse.

Literatur 72

Einleitung.

Im Gegensatz zu anderen Teilen Deutschlands ist seit einer ganzen Reihe von Jahren in Schlesien das Diluvium keiner eingehenderen wissenschaftlichen Bearbeitung unterzogen worden. Die Ergebnisse der erschienenen kleineren Arbeiten sind heute noch nicht ausreichend, um einen Vergleich mit anderen Vereisungsgebieten durchzuführen.

In Mittel- und Süddeutschland haben die Forschungen im weiteren Vorland und an der Peripherie der ehemals vereisten Gebiete unsere Kenntnis von dem während des Diluviums herrschenden Klima und seinem mehrfachen Wechsel auf einen hohen Stand gebracht. Die Möglichkeit, Klimaänderungen und damit Eisvorstöße und Rückzüge an der mannigfachen Wechsellagerung von nordisch-glazialen Ablagerungen, Lößen und einheimischen Schottern und deren Verwitterungszonen zu erkennen, hat zur Aufstellung von Gliederungen der Eiszeit geführt, in denen die Zahl kalter Klimaphasen meist größer ist als sie in Norddeutschland angenommen wird[1]).

Im alpinen Vereisungsgebiet ist man ebenfalls über die Penckschе Viergliederung hinausgegangen. Die Teilung der Würmeiszeit in drei Vorstöße darf schon als gesichert gelten, und auch für die älteren Vereisungen ist von Roman Frei (7)[2]) eine Aufteilung in je zwei Phasen versucht worden[3]).

Besonders hervorzuheben sind die Arbeiten Soergels in Thüringen (22, 23, 24), dem es gelungen ist, mit Hilfe der Flußterrassen eine Gliederung des Diluviums in 11 mehr oder weniger ausgeprägte kalte Klimaphasen aufzustellen, die sich ihrerseits zu vier, den Penckschen

---

[1]) Natürlich muß nicht jede kalte Phase eine weit nach Süden vordringende Eistransgression erzeugt haben; das Ausmaß der Vorstöße war sehr verschieden.

[2]) Eingeklammerte Zahlen hinter Autorennamen beziehen sich auf den Literaturnachweis S. 72.

[3]) Ferner haben u. a. Mordziol für das Niederrheingebiet (18) und Sandford für die Gegend von Oxford (21) weitergehende Gliederungen mit Hilfe der Terrassen aufgestellt.

Eiszeiten entsprechenden Vereisungskomplexen zusammenfassen lassen. Eine auffallende und bedeutsame Bestätigung dieser Einteilung brachte die kurze Zeit später erschienene Arbeit von Köppen und Wegener (14), die eine von Milankowitsch errechnete astronomische Strahlungskurve für die letzten 650 000 Jahre mit der Eiszeit in Beziehung brachte. Die genaue Übereinstimmung der Klimaphasen Soergels mit den Schwankungen der Strahlungsmenge ermöglicht es, das Alter und die Dauer der einzelnen Vereisungen in Jahren auszudrücken (25).

Die Frage, ob eine so weitgehende Gliederung des Eiszeitalters auch in anderen Gebieten zutrifft, ist naturgemäß von großer Bedeutung, und gerade in Schlesien sind wegen seiner Lage am Eisrandgebiet wichtige Ergebnisse zu erwarten. Es ist aber nicht von vornherein gesagt, daß in Schlesien die gleichen elf kalten Perioden wiedergefunden werden können wie in Thüringen; im Gegenteil, es ist wahrscheinlich, daß sich das kontinentalere Klima und die andere Lage zu den Eismassen schon bemerkbar machen und daß vielleicht nicht alle Phasen des Diluviums geologische Spuren hinterlassen haben.

Die meiste Aussicht auf Lösung dieser Fragen bieten die Gegenden, in denen Flußterrassen und nordisches Glazial in Lagerungsverband miteinander treten, wie es im Bereich der Glatzer Neiße der Fall ist. Die Untersuchungen, die der Verfasser hier in Angriff genommen hat, sind noch keineswegs abgeschlossen, doch haben sie heute schon eine Anzahl für die Lösung des Problems nicht unwichtiger Ergebnisse gezeitigt, die in der vorliegenden Arbeit dargestellt werden sollen.

Ein einziges umfangreicheres Werk ist erst über das in Frage stehende Gelände erschienen: Lepplas „Niederschlagsgebiet der Glatzer Neiße oberhalb der Steinemündung". Seitdem (1900) hat sich aber unsere Kenntnis erheblich erweitert, und besonders bezüglich der Flußterrassen haben sich eine Anzahl irrtümlicher Angaben feststellen lassen, die aus der kurzen Zeit, die Leppla zur Bearbeitung zur Verfügung stand, erklärlich sind.

So ist das Material, das uns die Literatur in die Hand gibt, sehr gering und es war notwendig, Beobachtungen im Gelände in großem Umfang zu sammeln. An verschiedenen Punkten des Gebiets, die ungefähr auf einer Nord-Süd-Linie liegen, wurden die tertiären und diluvialen Ablagerungen aufgenommen und ihre Altersfolge festgestellt: bei Münsterberg, schon in einiger Entfernung von der Neiße, bei Camenz und Wartha am Sudetenrand und im Glatzer Kessel innerhalb der Sudeten. Hierbei ergaben sich auch Anzeichen intensiver junger Krustenbewegungen. Für diese wie für die aus den Sedimenten sich ergebende Gliederung der Eiszeit ist aber das Terrassensystem der Neiße ein sicheres Beweismittel.

Diesem Gang der Untersuchung entsprechend nehmen in der vorliegenden Arbeit die einzelnen Abschnitte bisweilen eine etwas selbständigere Stellung ein. Es ist notwendig, eingangs einige Worte über die Untersuchungsmethoden zu bringen, mit deren Hilfe Schlüsse auf die klimatischen Verhältnisse möglich sind. Ein zweiter Teil umfaßt die Darstellungen der Ergebnisse der Geländeuntersuchung. Die Konstruktion eines Längsprofils der Neiße-Terrasse bringt schließlich die Zusammenfassung aller Beobachtungen zu einem Gliederungsschema.

Allen, die mich bei der Fertigstellung dieser Arbeit unterstützt haben, besonders meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Soergel, von dem ich vielseitige Anregung und manchen guten Rat empfing, sei an dieser Stelle aufrichtig gedankt. Herr Dr. Bederke stand mir jederzeit mit seiner eingehenden Kenntnis Schlesiens zur Seite.

Geographische und geologische Übersicht.

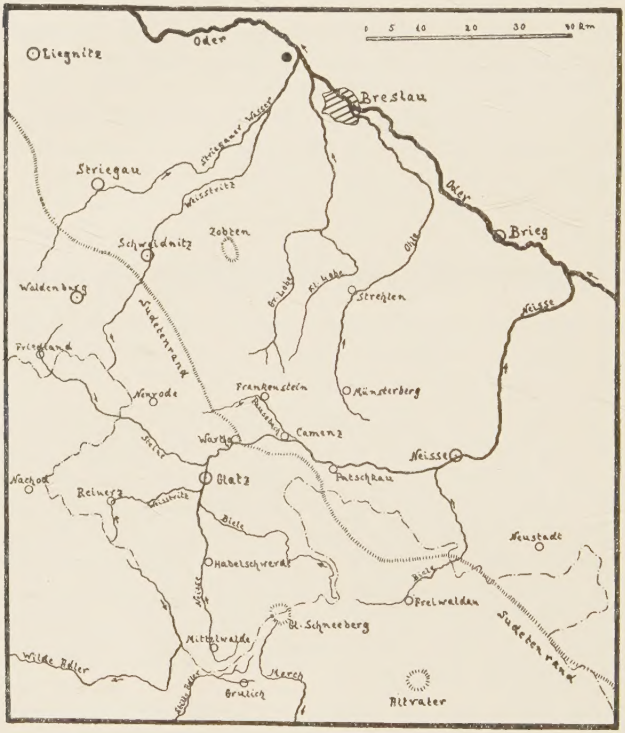
Die folgenden Ausführungen befassen sich mit der Entwicklung des Diluviums im Mittellaufgebiet des größten mittelschlesischen Sudetenflusses, der Glatzer Neiße.

Sie entwässert mit ihrem netzförmigen Oberlaufgebiet die mitten im Sudetenzug liegende Beckenlandschaft der Grafschaft Glatz, welche allseitig von höheren Gebirgen umrahmt wird, und bildet die geographische Grenze zwischen Ost- und Westsudeten. In den Gneisen des Glatzer Schneegebirges entspringend, durchzieht sie auf etwa 35 km langem, genau nördlich gerichtetem Lauf den tektonisch jungen, durchschnittlich in 400 m Höhe liegenden Neißegraben, der von Sandsteinen und Plänern der oberen Kreide eingenommen wird. Seitenbäche und Flüßchen führen ihr Gneismaterial aus dem Schneegebirge, dem Adler- und Habelschwerdter Gebirge zu.

An der Stelle, wo die Neiße die Kreide verläßt, nimmt sie von Osten her die Landecker Biele auf, die im wesentlichen das Gebiet der Schneeberggneise und Glimmerschiefer entwässert und im Unterlauf die Glatz-Reichensteiner Syenitsichel anschneidet.

Die Neiße betritt nun den eigentlichen Glatzer Kessel, das Tiefste des Beckens. Phyllite, Glimmerschiefer, Amphibolite und andere metamorphe Gesteine herrschen hier vor. Hier, in knapp 300 m Meereshöhe, fließen ihr wenige Kilometer unterhalb der Bielemündung die Reinerzer Weistritz und unterhalb Glatz die Steine von Westen her zu. Das Bett der ersteren verläuft fast nur in Sandsteinen und Plänern der oberen Kreide, während die letztere das Neuroder Rotliegend- und

Oberkarbongebiet entwässert. Die Porphyre, die unterhalb Glatz wichtige Leitgerölle sind, stammen ausnahmslos vom Oberlauf der Steine. Der Block der Eulengebirgsgneise liegt nur noch im Einzugsbereich kleinster Nebenbäche des Flusses.



Karte 1. Übersichtskarte.

In stark gewundenem, nordöstlich gerichtetem Lauf durchbricht die vereinigte Neiße unterhalb Glatz das Warthaer Gebirge. Graugrüne, bald sandige, bald mehr tonige Grauwacken des Kulms bilden hier das herrschende Gestein, doch treten auch silurische Ton- und Kieselschiefer in Durchspießungszonen auf. Sieht man von der breiten Talsenke ab, in die die Mäander des Flusses eingesenkt sind, so fällt das stark ent-

wickelte Relief dieses Gebirgsteiles auf. Steilheit der Formen und starkes Gefälle der Seitenbäche deuten auf intensive jugendliche Erosion.

Die Strecke Glatz—Wartha ist in Luftlinie nur 10 km lang. Bei Wartha verläßt der Fluß nunmehr die Sudeten, deren Rand von einer morphologisch wie geologisch scharf hervortretenden nordwest streichenden Verwerfung gebildet wird.

In großem Bogen wendet er sich nach Osten und bleibt dieser Richtung 50 km weit bis unterhalb Stadt Neiße treu. Dann schlägt der Fluß wieder nordöstliche Richtung ein, um der Oder zuzustreben, die er nach weiteren 45 km Lauflänge erreicht.

Das Vorland der Sudeten nördlich des Warthaer Durchbruches stellt eine flachgewellte, von jungen Sedimenten zugedeckte Landschaft dar. An mehreren Stellen tauchen ältere Gesteine empor, so bei Frankenstein ein Massiv basischer Eruptivgesteine, bei Camenz kristalline Schiefer, nördlich von Münsterberg Strehlener Gneise. Alle Mulden sind bis zu größerer Tiefe (85 m bei Münsterberg) mit sandig-tonigen Sedimenten des Tertiärs erfüllt und über sie breitet sich eine Decke von nordisch-glazialen Ablagerungen.

Trigonometrische Einmessung der Terrassenpunkte.

Bei der Untersuchung diluvialer Ablagerungen, besonders der Flußterrassen, ist die genaue Kenntnis der Höhenlage der Aufschlüsse von größter Wichtigkeit. Im Flachland bilden die Meßtischblätter meist eine genügende Grundlage, im Gebirge aber reichen sie wegen der zu großen Abstände der Höhenlinien nicht entfernt aus, auch stößt man bei genauer Durcharbeitung oft auf Irrtümer.

Es war daher erforderlich, sich zur Erlangung von sicheren Höhenzahlen einer besonderen Einmessungsmethode zu bedienen, über die einige kurze Worte gestattet seien.

Als Bezugsbasis wird die heutige Talaue angenommen. Theoretisch wäre es richtiger, alle Höhen auf den Wasserspiegel des Flusses zu beziehen; dieser schwankt aber im Laufe des Jahres zu stark und ist für Einmessungen im Gelände infolgedessen nicht brauchbar. Die rezente Aue wird durch den Stand der jährlichen Hochwässer bestimmt; sie läuft daher dem Wasserspiegel parallel und ist insofern für unsere Zwecke geeigneter. Leider zeigt es sich, daß an vielen Stellen die Aue in mehrere altersverschiedene niedrige Terrassen aufgeteilt ist, und außerdem sind durch die Einwirkung des Menschen die Gefällsverhältnisse des Flusses und damit auch der Aue in vielem verändert worden

(Wehre, Mühlgräben usw.). Aus den in den Meßtischblättern im Bereich der Aue angegebenen Fixpunkten und durch Einmessung neuer Punkte muß darum eine „ideale Aue" konstruiert werden, von der die wirkliche Aue nur in einem für unsere Untersuchungen nicht ins Gewicht fallenden Maße abweicht. Da die älteren Terrassen in ihrem Verlauf schwächere Mäanderbildung zeigen als der heutige Fluß, muß

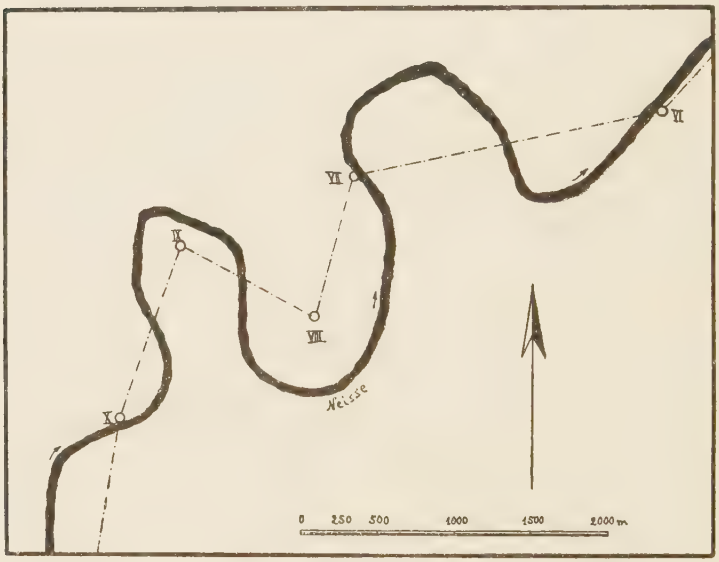


Fig. 1. Projektionslinie für die Terrassenpunkte der Neißemäander von Labitsch, Poditau und Morischau.

man der idealen Aue einen etwas gestreckteren Verlauf geben, der etwa dem Verlauf der Mäander der mittleren Terrassen entspricht. Alle einzumessenden Beobachtungspunkte werden dann auf diese Linie projiziert (Fig. 1).

Die Eintragung der Höhenlage der Beobachtungspunkte über dem Fluß in das Profil ist nach den Angaben der Meßtischblätter allein nicht möglich, da die Angaben in den steilen Flußtälern gänzlich un-

genügend sind. Gerade die für die Glatzer Neiße in Betracht kommenden Blätter weisen sogar in manchen Fällen Fehler von mehreren Metern auf. Die einzig mögliche Methode zur Erfassung der Höhenlage der aufgefundenen Terrasse ist daher die direkte Einmessung von der Flußaue oder einem benachbarten Höhenpunkte aus.

In den einfachsten Fällen läßt sich die Einmessung wenigstens bei den untersten Terrassen durch Visieren mit Horizontglas und Zollstock bewerkstelligen. Bei den höheren Terrassen, insbesondere bei schwer zugänglichen Punkten, ist dies natürlich undurchführbar, und man muß zu einer einfachen trigonometrischen Messung seine Zuflucht nehmen.

Als Meßinstrument dient ein Gefällsmesser mit Winkeleinteilung, der den Winkel zwischen der Verbindungslinie des Standpunktes mit dem einzumessenden Punkt und der Horizontalen angibt. Im einfachsten Falle könnte man die horizontale Entfernung aus dem Meßtischblatt entnehmen und würde mit Hilfe der Tangensfunktion des abgelesenen Winkels die Höhe über dem Standpunkt erhalten. Indessen sind die Entfernungen meist so klein, daß die Entnahme aus dem Meßtischblatt nicht mit der erforderlichen Genauigkeit mehr möglich ist — es kommt ja auf wenige Meter an, und die Genauigkeitsgrenze für das Ergebnis liegt etwa bei 1 m, da die Terrassen oft nur eine Höhendifferenz von 3 bis 4 m haben.

Es war also erforderlich, eine genauere Beobachtungsmethode auszubilden, die im Gelände auch unter ungünstigen Verhältnissen noch leicht durchführbar ist und trotzdem die erforderliche Genauigkeit aufweist. Vielfache Versuche haben gezeigt, daß dies für das folgende Verfahren zutrifft. Es wird in der Aue (meist als Wiese ein leicht zugängliches Gebiet) eine Basis von 20 m Länge genau auf den einzumessenden Punkt hin gezogen und von den Endpunkten der Basis aus dieser anvisiert. Aus den beiden Winkeln und der Basis des senkrecht stehenden Dreiecks läßt sich dann die Höhe des Punktes berechnen, vorausgesetzt, daß die Basis genau horizontal liegt. Ist dieses nicht der Fall, so muß die Schiefe der Basis mit Hilfe des Horizontglases festgestellt und ein Korrekturwinkel in die Formel eingesetzt werden (siehe Figuren).

Die Formeln, die sich in einfacher Weise aus dem Sinussatz ergeben, sind je nach der Lage der Basis verschieden. Die praktisch möglichen Fälle sind folgende:

I. Die Basis liegt genau horizontal (Fig. 2). In diesem Falle erhält man die

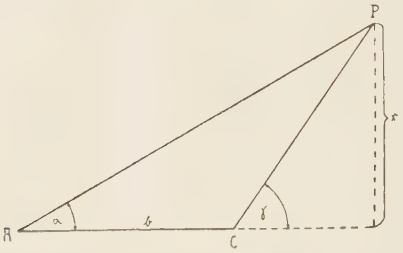


Fig. 2. Berechnungsdreieck bei horizontaler Basis: P = Punkt, dessen Höhe über A und C gesucht ist, x = gesuchte Höhe. A und C = Endpunkte der Basis b, an denen die Winkel α und γ gemessen werden.

gesuchte Höhe nach der Formel:

$$x = \frac{b \cdot \sin\alpha \sin\gamma}{\sin(\gamma - \alpha)}.$$

Dem Ergebnis muß noch die Höhe des Instruments über dem Erdboden hinzugefügt werden.

II. Die Basis liegt nicht horizontal, sondern steigt in der Richtung auf den gesuchten Punkt hin an (Fig. 3). Die Formel bleibt im Prinzip die gleiche und wird nur durch einen Korrekturwinkel k modifiziert, der sich aus seiner Sinusfunktion in dem kleinen Dreieck ACD ergibt. AD erhält man durch Visieren mit dem Horizontglas. Es gilt die Formel:

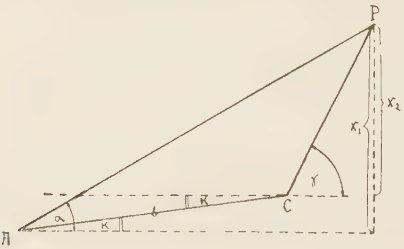


Fig. 3. Berechnungsdreieck bei ansteigender Basis. Erklärung siehe Fig. 2. $\varkappa$ = Korrekturwinkel.

$$x_1 = \frac{b \cdot \sin\alpha \sin(\gamma - \varkappa)}{\sin(\gamma - \alpha)},$$

wenn die Höhe über A,

$$x_2 = \frac{b \cdot \sin(\alpha - \varkappa) \cdot \sin\gamma}{\sin(\gamma - \alpha)},$$

wenn die Höhe über C gesucht ist.

III. Fällt die Basis von Punkt A nach Punkt C (Fig. 4), so gelten die Formeln:

$$\text{Höhe über } A_{x_1} = \frac{b \cdot \sin\alpha \cdot \sin(\gamma + \varkappa)}{\sin(\gamma - \alpha)}$$

$$\text{Höhe über } C_{x_2} = \frac{b \cdot \sin(\alpha + \varkappa) \cdot \sin\gamma}{\sin(\gamma - \alpha)}.$$

Allen Ergebnissen muß noch die Augenhöhe des Instruments hinzugefügt werden. Um die Mühe der Umrechnung der Basisschiefe in den entsprechenden Winkel zu ersparen, ist eine Tabelle beigefügt worden, die die Angaben von 5 zu 5 cm enthält und für die in Betracht kommenden Fälle genügend genau ist.

Tabelle 1.

Tabelle für die Umrechnung der Basisschiefe in Winkelmaß bei b = 20 m.

Schiefe in cm	$\varkappa$	cm	$\varkappa$	cm	$\varkappa$	cm	$\varkappa$
5	9′	80	2° 18′	155	4° 27′	230	6° 36′
10	17′	85	2° 26′	160	4° 35′	235	6° 45′
15	26′	90	2° 35′	165	4° 44′	240	6° 53′
20	34′	95	2° 43′	170	4° 52′	245	7° 2′
25	43′	100	2° 52′	175	5° 1′	250	7° 11′
30	52′	105	3° 1′	180	5° 10′	255	7° 20′
35	1° 00′	110	3° 9′	185	5° 19′	260	7° 28′
40	1° 9′	115	3° 18′	190	5° 27′	265	7° 37′
45	1° 17′	120	3° 27′	195	5° 36′	270	7° 46′
50	1° 26′	125	3° 35′	200	5° 44′	275	7° 54′
55	1° 34′	130	3° 43′	205	5° 53′	280	8° 3′
60	1° 43′	135	3° 52′	210	6° 2′	285	8° 11′
65	1° 52′	140	4° 1′	215	6° 10′	290	8° 20′
70	2° 0′	145	4° 9′	220	6° 19′	295	8° 29′
75	2° 9′	150	4° 18′	225	6° 28′	300	8° 38′

Es muß darauf geachtet werden, daß die Winkeldifferenz $(\gamma - \alpha)$ nicht zu klein wird, da in diesem Falle die Messungsfehler durch die Veränderlichkeit des sinus kleiner Winkel zu sehr vergrößert werden.

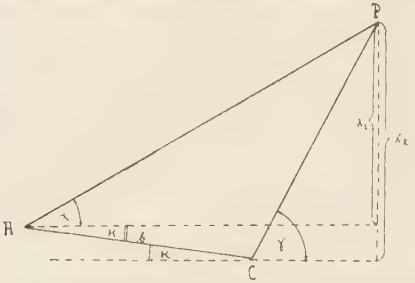


Fig. 4. Berechnungsdreieck bei fallender Basis. Erklärung siehe Fig. 2 u. 3.

Die Schotteranalyse.

Die Schotteranalyse ist die wichtigste und verläßlichste geologische Methode zur Untersuchung der klimatischen Verhältnisse, unter denen die Aufschotterung der Terrassen stattgefunden hat, sowie zur Feststellung ihres Alters in bezug auf die Eisvorstöße, die das Gebiet erreicht haben. Daß sie in vielen Fällen nur wenig zufriedenstellende Ergebnisse geliefert hat und daher von manchen Autoren nicht sehr geschätzt ist, hat seinen Grund in der meist unzureichenden Sorgfalt bei der Entnahme und Behandlung der Proben. Die Größe der Probe braucht durchaus nicht so erheblich zu sein, wie häufig angenommen wird, in der Regel genügen 2—3 kg, so daß man bei Geländearbeiten durch den Transport nicht allzusehr behindert wird.

Bei der Entnahme der Probe ist zunächst zu beachten, daß man einen Aufschluß in möglichst frischem, sicher anstehendem Material vor sich hat. Da in den meisten Fällen Eisenhydratbildung und Zersetzung die Neißeschotter in ihrer ganzen Mächtigkeit betroffen haben, sind Kulm und Kreidegerölle, Rotliegendarkosen und manchmal auch Gneise bisweilen so weich, daß sie bei der Entnahme zerfallen. Am Bahnhof Camenz fand sich sogar hohle Gerölle, wie sie in der alpinen Nagelfluh nicht selten sind. In den weißen Schottern sind besonders die Gneise durch Zersetzung oft so erweicht, daß man sie mit dem Messer durchschneiden kann.

Bei der stark wechselnden Korngröße der Schotter und der oft sehr ungünstigen Beschaffenheit der Aufschlüsse ist es natürlich unmöglich, eine der Beteiligung der einzelnen Korngrößen an der Gesamtaufschotterung entsprechende Probe zu entnehmen. Auch ist man mit Rücksicht auf die Transportierbarkeit im allgemeinen auf Grande und Sande

angewiesen. Diese leider nötige Bevorzugung bestimmter Korngrößen macht den Vergleich zweier verschiedener Proben und seine Auswertung unmöglich, wenn man nicht durch Aussieben das Material zerlegt und nur die entsprechenden Korngrößen miteinander vergleicht. Unter den kleineren Geröllen reichern sich Quarz und andere harte Komponenten in steigendem Maße an, die Gesteine werden zunehmend in ihre Einzelbestandteile zerlegt, während die größeren Gerölle vorwiegend aus ganzen Gesteinsbrocken bestehen. Es ist daher klar, daß ein Vergleich zweier Proben ohne Rücksicht auf die Korngröße gar keinen Zweck hat.

Wie sich weiter unten herausstellen wird, empfiehlt es sich, die Korngrößen unter 10 mm Durchmesser zu bevorzugen und die größeren nur zwecks besserer Erkennung wichtiger Komponenten zu berücksichtigen.

Die Aufteilung der zu untersuchenden Probe in die einzelnen Korngrößen geschieht durch Siebsätze, deren Maschenweite durch die Beschaffenheit des Materials bestimmt wird. Die Versuche haben gezeigt, daß ein Satz mit 20, 15, 10, 5, 3, 2, 1, 0,5, 0,2, 0,1 mm Lochweite auch für die genauen Untersuchungen völlig ausreicht. Bei Übersichtsanalysen braucht man im allgemeinen nicht unter 3 mm hinabzugehen.

Die Menge, die zur Erzielung eines brauchbaren Ergebnisses von jeder Korngröße erforderlich ist, ist dem Gewicht nach sehr verschieden, da sie lediglich von der Zahl der Gerölle abhängt. Diese muß groß genug sein, um einen genügenden Durchschnittswert der Beteiligung der einzelnen Geröllsorten zu gewährleisten, der sich auch bei einer weiteren Vermehrung der Zahl der untersuchten Gerölle nicht mehr wesentlich ändern darf. Um die erforderliche Mindestzahl festzustellen, wurden bei einer Anzahl von Proben verschiedene Quantitäten nacheinander untersucht; einige Ergebnisse sind in der umstehenden Tabelle (Fig. 5) zusammengestellt. Sie zeigt, daß die Werte erst bei einer Zahl von mehr als tausend Körnern einigermaßen konstant bleiben.

Die Untersuchungen wurden an verschiedenen Korngrößen vorgenommen und lieferten stets das gleiche Ergebnis. Das Gewicht der erforderlichen Mengen hängt nun natürlich von der Korngröße ab, bei 5—3 mm entsprechen einer Zahl von tausend Körnern ca. 50 g Gewicht, während bei 10—5 mm schon etwa 500 g erforderlich sind. Bei noch gröberen Geröllen wächst das erforderliche Mindestgewicht ganz außerordentlich, man ist also gezwungen, bei der Entnahme möglichst unter 10 mm zu bleiben. Reichlich 1000 Körner ein und derselben Korngröße wiegen bei:

20—15 mm ca. 7500 g
15—10 mm ca. 2500 g
10— 5 mm ca. 500 g

5— 3 mm ca. 50 g
3— 2 mm ca. 25 g

Entnimmt man dem Aufschluß nur Kiese mit Geröllen unter 10 mm, so wird also in einem Kilogramm ausreichend Material für eine

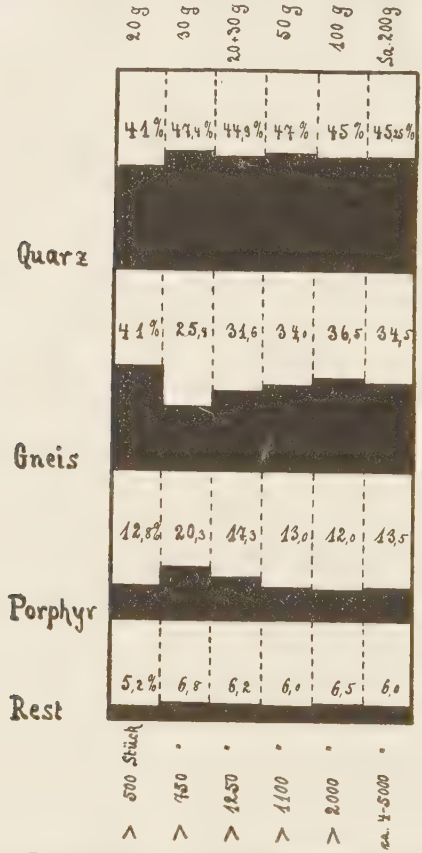


Fig. 5. Graphische Darstellung der Gewichtsanalyse verschiedener Mengen der Korngröße 5 — 3 mm des gleichen Schotters (P. 177 a). Bei kleinen Mengen starkes Schwanken der Zusammensetzung; erst über 50 g = cc. 1000 Stück bleiben die Werte hinreichend konstant.

genaue Untersuchung vorhanden sein, wenn man dabei die Korngröße 10—5 möglichst bevorzugt. Für die kleineren Korngrößen (unter 5 mm) genügt die Mitnahme einiger Hände voll groben Kieses und Sandes.

Daß auch solche kleinen Proben aus möglichst zahlreichen Entnahmestellen zusammengesetzt werden sollen, versteht sich von selbst. Sollen auch gröbere Korngrößen in die genaue Analyse einbezogen werden, so wächst das Gewicht der Probe bedeutend. Berücksichtigt man z. B. Gerölle von 15 mm abwärts, so sind schon mindestens 4 –5 kg erforderlich. Die Mitnahme geringerer Mengen größerer Gerölle empfiehlt sich überhaupt, wie schon erwähnt, um die Schotterkomponenten besser bestimmen zu können.

Tabelle 2.

Beispiel einer Gewichtsanalyse (Probe 88 u).

Komponenten	> 20 mm	20—15 mm	15—10 mm	10—5 mm	5—3 mm
	%	%	%	%	%
Quarz	13,5	28,6	33,4	31,5	43,8
Gneis und Eruptiva	19,1	9,8	11,7	16,0	13,2
Porphyr	18,9	25,3	20,4	19,8	10,2
Kulm	24,4	17,9	22,6	21,7	17,2
Kreide	2,7	2,7	1,7	0,8	—
Quarzit	7,6	—	—	—	—
Graphitquarzit	5,0	2,2	2,9	2,5	—
Lydit und Kieselschiefer	—	2,2	—	Spur	1,2
Glazial	3,4	—	?2,9	0,6	—
Rest	5,5	11,4	4,5	7,1	14,4
Sa.	100,1	100,1	100,1	100,1	100,1

Tabelle 3.

Beispiel einer Körnerzahlanalyse (Probe 180).

Korngröße	Quarz	Gneis Feldspat	Gneis Glimmer u. Rotliegendes	Porphyr	Kulm
10—5 mm	10	20,2		12,3	10,2
5—3 mm	10	13,1		6,2	4,6
3—2 mm	10	13,2		4,95	3,9
2—1 mm	10	10,1		1,1	0,2
1—0,5 mm	10	7,2	0,2	0,6	—
0,5—0,2 mm	10	8,9	0,8	0,25	—

Die Darstellung der Zusammensetzung der Schotter aus ihren verschiedenen Komponenten kann auf zweierlei Weise erfolgen: nach dem

Gewicht und nach der Körnerzahl. In den feinsten Korngrößen läßt sich das Gewicht nicht mehr genau genug feststellen, und man muß

Fig. 6. Graphische Darstellung einer Körnerzahlanalyse. Q = Quarz, GnF = feldspatreicher Gneis, GnGl = glimmerreicher Gneis, P = Porphyr.

sich darum mit der Feststellung der Zahl der Körner begnügen, die von jeder Geröllsorte vorhanden ist. Von den gröberen Korngrößen sind

indes vielfach nicht genügende Mengen vorhanden; in diesen Fällen gibt die Gewichtsanalyse erfahrungsgemäß auch unter den angegebenen Minimalmengen noch sehr brauchbare Ergebnisse.

Den beiden Zählmethoden entsprechend werden auch für die tabellarische Darstellung zwei verschiedene Wege gewählt. Hierdurch soll vor allem der Unterschied beider Analysen auf den ersten Blick kenntlich gemacht werden. Alle Gewichtsanalysen sind in Prozenten angegeben, wobei die Gesamtmenge jeder Korngröße gleich 100 Prozent gesetzt ist (siehe Tab. 2 S. 13). Die Ergebnisse der Körnerzahlanalysen werden in der Art angegeben, daß die Zahl der Quarze grundsätzlich auf 10 reduziert wird und mit den anderen Komponenten in bestimmter Reihenfolge eine Verhältnisreihe bildet (siehe Tab. 3 S. 13). Die so gewonnenen kleinen Zahlenwerte haben den Vorteil, ein vergleichbares Bild der Zusammensetzung des Schotters zu geben, besonders in der graphischen Darstellung (siehe Fig. 6). Akzessorische Gemengteile, wie sie bisweilen auftreten, verändern dieses Bild nicht, sondern vermehren es lediglich um einen Zahlenwert; während bei der Prozentangabe die Werte sämtlicher Komponenten beeinflußt werden. Ein fingiertes Beispiel möge dies verdeutlichen.

In den kleinsten Korngrößen tritt häufig unterhalb 0,2 mm plötzlich Biotit in großer Menge auf. Dies würde sich in der Prozentangabe so äußern:

Tabelle 4.

Plötzliches Auftreten eines Gemengteiles in einer Prozentdarstellung.

	Quarz %	Gneis %	Rest %	Biotit %
0,5—0,2 mm	50	25	20	5
0,2—0,1 mm	40	20	16	24

Das plötzliche Anwachsen der Prozentzahl des Biotits hat also eine Verkleinerung aller anderen Werte zur Folge, die aber gar nicht einer effektiven Verminderung entspricht. Die Darstellung als Verhältnis (Tab. 5) zeigt sofort, daß gar keine durch weiteren fluviatilen Transport bedingte Änderung stattgefunden hat und der Schotter in der nächst kleineren Korngröße genau die gleiche Zusammensetzung aufweist.

Vergleiche von Schottern, von denen der eine einen Gemengteil führt, der dem anderen fehlt, werden daher zweckmäßig in der Ver-

hältnisform durchgeführt. Da ferner für feinere Untersuchungen die kleinen Korngrößen gebraucht werden, ist für die Körnerzahlanalyse — denn nur diese kommt für kleine Korngrößen in Betracht — grundsätzlich diese Art der Darstellung angewandt.

Tabelle 5.

Verhältnisdarstellung der Tabelle 4.

	Quarz		Gneis		Rest		Biotit
0,5—0,2 mm	10	:	5	:	4	:	1
0,2—0,1 mm	10	:	5	:	4	:	6

Die Gewichtsanalysen (nur für Gerölle über 3 mm angewandt) sind stets in Prozenten der Gesamtmenge der betreffenden Korngröße ausgedrückt. Sie dienen in erster Linie der Aufsuchung bestimmter Geröllkomponenten, wie der Feuersteine und nordischen Granite; und es ist klar, daß die Prozenttabelle auch eine Berücksichtigung seltener Gemengteile gestattet. Die Verhältnisreihe würde ja, wenn man diese ihr anfügt, zu lang und mit zu kleinen, unübersichtlichen Dezimalbrüchen belastet werden.

Die Beziehung, die zwischen den Werten der Gewichtsanalyse und denen der Körnerzahlanalyse besteht, ist durch das spezifische Gewicht der Komponenten gegeben. Eine direkte Vergleichsmöglichkeit beider Analysen besteht also nicht.

Die Aussortierung und Auszählung der Komponenten läßt sich bis zu 2 mm hinab noch mit Hand und Lupe bewerkstelligen. Unter 2 mm wurde hierzu eine Binokularlupe mit 10—30facher Vergrößerung benutzt, wobei die Körner auf einem Millimeternetzwerk verteilt und quadratweise gezählt wurden.

Die Entstehung der Schotter aus tektonischen oder klimatischen Ursachen.

Seit Erscheinen der verschiedenen Arbeiten Soergels (23, 24, 25, besonders 22) darf die Frage nach der Entstehung der diluvialen Flußterrassen für Mitteleuropa jedenfalls als gelöst angesehen werden. Nicht tektonische Bewegungen, sondern fast ausschließlich Änderungen der klimatischen Verhältnisse sind die Ursache gewesen; und zu den schwerwiegenden Argumenten Soergels werden von anderen Forschern dauernd neue Beweise gefunden.

Wenn ich im folgenden trotzdem noch einen weiteren Beweis für die klimatische Entstehung der Terrassen bringe, so geschieht es einerseits, weil er unter einem neuen Gesichtspunkt durchgeführt wird, und andererseits, weil in unserem Gebiet der Einwurf erhoben werden könnte, daß gerade am Sudetenrand Tektonik die maßgebende Ursache sei. Ganz kurz soll daher zuerst auch auf den Soergelschen Gedankengang eingegangen werden.

Es dürfte schwer fallen, einen deutschen Fluß zu finden, der gegenwärtig auf größere Erstreckung in Aufschotterung begriffen ist. Überall zeigt sich, daß die Gewässer in die Tiefe erodieren und daß die geringen Aufschüttungen jährlicher Hochwässer im Vergleich zu den diluvialen Aufschüttungen kaum ins Gewicht fallen.

Fast alle Flüsse der deutschen Mittelgebirge zeigen aber an ihren Talflanken Reste von Felsterrassen, auf denen mehr oder minder mächtige Schottermassen lagern. Diese Felsterrassen müssen, soweit sie sich über größere Erstreckung verfolgen lassen, auf einen Stillstand der Flußerosion zurückgeführt werden, dessen Folge auch das Liegenbleiben der Geröllmassen und damit die Bildung der Schotter war. Die erhebliche Mächtigkeit der Schotter bis zu 20 m widerspricht der Erklärung als Reste alter Flußschlingen, denn man kann sich nicht vorstellen, wie ein tiefenerodierender Fluß so mächtige Schotter aufhäufen soll.

Es ist nun die Frage, welche Faktoren diesen zeitweiligen Stillstand der Erosion verursacht haben. Prinzipiell bestehen hier zwei Möglichkeiten. Ein Fluß mit gleichbleibender Wassermenge erodiert normalerweise in die Tiefe. Dieser Zustand kann durch tektonische Bewegungen gestört werden; eine Hebung des Unterlaufes z. B. hat zunächst eine Abnahme des Gefälles zur Folge. Hierdurch wird die lebendige Kraft des Flusses gemindert, er kann die Geröllmassen nicht mehr restlos abtransportieren und muß daher streckenweise aufschottern.

Dieser rein tektonischen Erklärung der Aufschotterungsvorgänge steht die klimatische Deutung gegenüber. Bei gleichbleibendem Gefälle kann der Fluß zur Aufschotterung gezwungen werden, wenn seine Wassermenge verringert, das Klima also aus irgendwelchen Gründen trockener wird. Ebenso besteht die Möglichkeit, daß aus klimatischen Gründen die durch Verwitterung und Abtragung gelieferten Schuttmassen so stark vermehrt werden, daß die Wassermenge des Flusses den Transport nicht mehr bewältigen kann.

Die Flußschotter sind nun Produkte der Verwitterung und Abtragung. Die Verwitterung wirkt auch während des Transportes im Flusse mehr oder weniger fort. Es ist also zu erwarten, daß die Schotteranalyse uns Aufschlüsse über Art und Ausmaß dieser Vorgänge

gibt. Wenn sich herausstellt, daß die dem Fluß in diluvialer Zeit zugeführten Abtragungsprodukte die gleiche Zusammensetzung haben wie die heute zugeführten, so müssen wir annehmen, daß auch damals das Klima ein ähnliches war. Die klimatischen Deutungen für die Aufschotterung würden dann hinfällig, und die tektonische wäre die wahrscheinliche. (Natürlich nur, wenn wir von den anderen Argumenten gegen Tektonik, wie Bau des Terrassensystems und Fossilführung der Schotter absehen.)

Lassen sich jedoch Anzeichen anderer Klimaverhältnisse aus der Schotterzusammensetzung nachweisen, so müssen wir ihnen eine grundsätzliche Bedeutung für die Schotterbildung zuerkennen.

Die dritte Möglichkeit ist die, daß beide Ursachen im Spiele sind. Aus der Schotteranalyse allein läßt sich das natürlich nicht entscheiden. Die Beweise für eine gefällsverändernde Tektonik müssen vielmehr im Gelände gesucht werden.

Ein Blick auf die Tabellen 6, 9, 10 zeigt, daß die Neißeschotter des Warthaer Durchbruchs in ihrer Zusammensetzung weitgehende Übereinstimmungen zeigen, selbst wenn sie aus verschiedenen Terrassen stammen. Wir untersuchen nun unter obigen Gesichtspunkten einen typischen Neißeschotter, und zwar eine Probe der Dürrharthaer Terrasse (Pr. 180). Der Entnahmepunkt liegt ca. 5 km vom Sudetenrandbruch entfernt im Vorland. Das Liegende bildet ein petrographisch ganz anderer Neißeschotter, der vermutlich dem Tertiär angehört; er wird weiter unten zum Vergleich herangezogen werden.

Tabelle 6.

Körnerzahlanalyse der Probe 180.

	Quarz	Feldspatgneis	Glimmergneis	Porphyr	Kulm
10—5 mm	10,0	20,2		12,3	10,2
5—3 mm	10,0	13,1		6,2	4,6
3—2 mm	10,0	13,2		4,95	3,9
1—0,5 mm	10,0	10,1		1,1	0,2
1—0,5 mm	10,0	7,2	0,2	0,6	—
0,5—0,2 mm	10,0	8,9	0,8	0,25	—

Die Schotter der ca. 5 km ununterbrochen sich hinziehenden Dürrharthaer Terrasse (Pr. 180) sind grob und bestehen vorwiegend aus Geröllen über 3 cm Größe. Sandige Partien treten gegenüber den groben sehr zurück. Ihr Eisenreichtum hat infolge der Verwitterung eine starke Braunfärbung verursacht.

In der Korngröße 10 bis 5 mm sind Quarz, Porphyr und Kulm etwa in gleichen Mengen vertreten (vgl. Fig. 7 u. Tab. 6). Gneis ist etwa doppelt soviel wie Quarz vorhanden. In den kleineren Korngrößen nehmen infolge Abrollung und Zersetzung Gneis, Porphyr und Kulm ständig ab. Der dabei auftretende Rückstand von Quarz bringt der Gesamtmenge dieser Komponente einen ständigen Zuwachs. Da in der Tabelle der Quarz als Einheit gleich 10 gesetzt ist, ist seine Mengenzunahme nur mittelbar aus dem Verhältnis zu den anderen Gesteinen ersichtlich. Die Gneise bestehen in den gröberen Korngrößen vorwiegend aus Feldspat; solche, die in der Hauptmasse aus Glimmer bestehen, treten erst in den kleineren Korngrößen auf. Die Feldspatgneise nehmen mit der Korngröße langsam an Menge ab und sind bei 1 mm etwa ebenso häufig wie der Quarz. Bei 0,5 mm kommen nur noch etwa 7,5 Gneise auf 10 Quarze, dann aber nimmt ihre Menge wieder zu und hat bei 0,1 mm den Quarz wieder erreicht. Diese merkwürdige Tatsache ist offenbar nur auf eine stärkere Zerkleinerung und nicht auf eine wirkliche Zunahme der Menge zurückzuführen: in diesen Korngrößen sind nämlich die Gneisgerölle im allgemeinen etwas kleiner als die Quarze, so daß bei gleichem Gewichtsverhältnis das Zahlenverhältnis eine Verschiebung zugunsten der Gneise erfährt. Ein ähnlicher Vorgang verursacht das Auftreten der Glimmer unter 1 mm. In dieser Größe werden nämlich die in den Gneisen enthaltenen Glimmer frei. Sie spalten sich immer weitgehender auf, und auch ihre Zunahme ist daher nur eine scheinbare. Der Porphyr nimmt mit der Korngröße ziemlich gleichmäßig ab und ist bei 0,2 mm nur noch in ganz geringer Menge vorhanden. Von 3 mm abwärts erscheinen häufiger Quarzkristalle in Gestalt sechsseitiger Doppelpyramiden, die aus dem Porphyr stammen. Auch der Kulm nimmt gleichmäßig ab, nur seiner Weichheit entsprechend erheblich schneller als der Porphyr. Bei 0,5 mm ist er praktisch verschwunden. Sein Verhalten in Proben aus dem Warthaer Engpaß ist jedoch ein anderes; dort hat nämlich eine ständige Zufuhr von Kulmmaterial vom Hange her stattgefunden, so daß er auch in den kleinsten Korngrößen anzutreffen ist.

Unter 1 mm treten in rasch zunehmender Menge Blättchen und Körner von Biotit auf, der bei 0,1 mm bereits in gleicher Körnerzahl wie Quarz und Feldspat vorhanden ist[1]).

Bevor wir die Folgerungen erörtern, die sich aus dieser Analyse für das Klima während der Bildungszeit der Schotter ergeben, empfiehlt es sich, noch die Analyse der liegenden Schotter zu betrachten (Pr. 177a).

---

[1]) Bei der Bestimmung einiger Komponenten der kleinsten Korngrößen war mir Herr Prof. Milch behilflich, wofür ich ihm an dieser Stelle herzlich danke.

Diese Schotter (vgl. Tab. 7 und Fig. 7) fallen schon von weitem durch ihre grauweiße Färbung und große Feinkörnigkeit auf. Gerölle

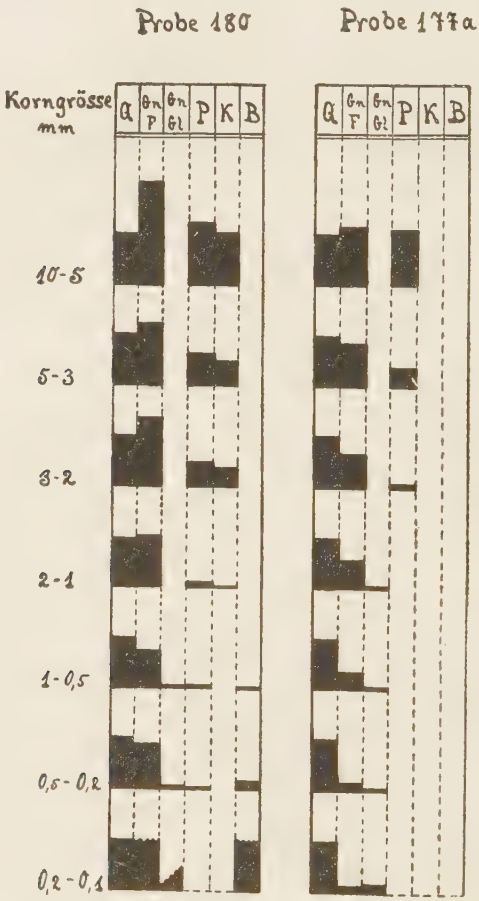


Fig. 7. Graphische Darstellung der Körnerzahlanalysen der braunen (P. 180) und der weißen (P. 177 a) Schotter von Camenz.
Q = Quarz, GnF = feldspatreiche Gneise, GnGl = glimmerreiche Gneise, P = Porphyr, K = Kulm, B = Biotit.

über 3 cm Größe führen sie überhaupt nicht, und schon solche über 10 mm sind sehr selten. Die Hauptmasse bilden feine ton- oder kaolin-

haltige Sande, denen bisweilen auch Linsen eines fetten blaugrauen Tones eingelagert sind. In dieser Beschaffenheit entsprechen sie den Jungtertiärbildungen des Sudetenvorlandes. Ihre Zusammensetzung zeigt, daß sie von der Neiße abgelagert sind.

Wie aus der Tabelle hervorgeht, sind in der Korngröße 10 bis 5 mm Quarz, Gneis und Porphyr in annähernd gleicher Menge vorhanden. Kulm und Biotit sind so spärlich vertreten, daß sie in der Analyse nicht ins Gewicht fallen. Mit abnehmender Korngröße nimmt der Quarz relativ zu den anderen Komponenten an Menge zu. Die weitaus meisten Quarze sind gerundet, nur in den kleinsten Korngrößen treten auch eckige Splitter auf. Lydite und ähnliche Kieselgesteine finden sich, entsprechend ihrem an sich sehr spärlichen Vorkommen, nur ganz vereinzelt und kommen für die Beurteilung der Probe nicht mehr in Betracht.

Der Gneis, der in 10 bis 5 mm noch ebenso häufig ist wie Quarz, nimmt mit der Korngröße kontinuierlich ab. Allmählich treten die glimmerreichen Gneise mehr hervor, da sie bei der mechanischen Zerkleinerung vielfach aufgespalten werden, während die feldspatreichen Gneise zerkrümeln und in Quarz und Kaolin oder Ton zerfallen. Die Zunahme des Glimmers wird also auch hier durch eine bis ins feinste gehende Aufspaltung herbeigeführt, und seine Mengenzunahme ist (im Gegensatz zum Quarz!) nur eine scheinbare. Biotite sind in der Größe 0,2 bis 0,1 mm bereits sehr selten geworden, und die feinen Muskovitblättchen spielen eine bedeutendere Rolle als die Reste des Feldspats. Auf 7 bis 8 Quarzkörner erscheint 1 Muskovitblättchen, daneben etwas seltener (auf 9 bis 10 Quarze) auch Feldspat, eine Zusammensetzung, die auffallend an die der weit verbreiteten tertiären Glimmersande erinnert. Hierauf wird weiter unten noch näher eingegangen.

Der Porphyr verhält sich höchst eigenartig. In 10 bis 5 mm ist er noch in gleicher Körnerzahl wie Quarz und Gneis vertreten, in 5 bis 3 mm ist er auf weniger als den dritten Teil zurückgegangen. Es scheint, daß hier eine Art Erhaltungsgrenze des Porphyrs vorliegt, indem die Oberfläche der Körner im Verhältnis zum Inhalt so groß geworden ist, daß sie nunmehr rasch der Zersetzung unterliegen. In 3 bis 2 mm ist er abermals auf den fünften Teil geschwunden, und weiter abwärts finden sich nur noch vereinzelte Spuren.

Kulm, das nächste flußaufwärts anstehende Gestein, ist nur ganz spärlich vorhanden und fehlt in kleineren Korngrößen überhaupt.

Die weitgehenden Unterschiede, die uns die Analysen der beiden Proben zeigen und die in Fig. 7 S. 20 graphisch dargestellt sind, können nur so gedeutet werden, daß die klimatischen Bedingungen, unter denen

Tabelle 7.
Körnerzahlanalyse der Probe 177a (weiße Schotter von Camenz).

	Quarz		Feldspatgneis		Glimmergneis		Porphyr
10—5 mm	10	:	11,4	:	—	:	11,0
5—3 mm	10	:	8,5	:	—	:	3,5
3—2 mm	10	:	6,6	:	—	:	0,7
2—1 mm	10	:	5,3	:	0,4	:	—
1—0.5 mm	10	:	3,5	:	0,3	:	—
0,5—0,2 mm	10	:	1,4	:	0,5	:	—
0,2—0,1 mm	10	:	1,1	:	1,6	:	—

die Schotter entstanden, gänzlich verschiedene waren. In den weißen Schottern zeigt sich eine starke Abnahme der chemisch angreifbaren Komponenten in den kleinen Korngrößen. Kreide, Kulm und andere Sedimente fehlen fast ganz, die Gneise nehmen mit der Korngröße gleichmäßig an Menge ab, während der Quarz natürlich zunimmt. Unter den Glimmern erscheinen fast nur Muskovite, die chemisch widerstandsfähiger als die Biotite sind.

In den braunen Schottern dagegen sind in der Korngröße 10 bis 5 mm die Gneise doppelt so stark vertreten wie Quarz. Sie machen hier etwa 40% der Gesamtmenge aus, in der weißen Probe jedoch nur 33%. Mit der Korngröße nehmen sie zwar etwas ab, zeigen aber unterhalb 0,5 mm wieder eine Zunahme, ein Verhalten, das gänzlich von dem in den weißen Schottern abweicht. Es scheint, daß der Gneis der braunen Schotter weniger durch Zersetzung als durch mechanische Beanspruchung zerkleinert wurde.

Der Porphyr nimmt in den braunen Schottern langsam und gleichmäßig ab und hält sich bis in die kleinsten Korngrößen. Auch hier ist der Unterschied gegen die weißen Schotter, in denen er bereits bei 2 mm gänzlich verschwunden ist, sehr auffallend. Der Kulm zeigt ein ganz entsprechendes Verhalten, nur verschwindet er wegen seiner geringen Härte bereits bei 1 mm.

Die hochgradige Eisenarmut, die Seltenheit aller chemisch leicht angreifbaren Komponenten (Kulm, Kreide, Rotliegendarkosen und Biotit) und die Verminderung der Gneise und Porphyre mit abnehmender Korngröße bei gleichzeitiger starker Zunahme des Quarzes sprechen dafür, daß die weißen Schotter in einem humiden Klima entstanden sind, in dem chemische Verwitterung die Feldspäte weitgehend zersetzte. Ihre sandige Beschaffenheit deutet im Verein mit der Eisenarmut auf eine unter Einwirkung von Humussäure erfolgende, feinkörnige Restprodukte liefernde Verwitterung unter Pflanzendecke hin.

Der Eisenreichtum, das Vorhandensein zahlreicher chemisch leicht angreifbarer, doch mechanisch widerstandsfähiger Komponenten (Gneis, Porphyr, viele Kulme, Biotit) und das Verhalten der Gneise und Porphyre in den kleinen Korngrößen sprechen dafür, daß die braunen Schotter in einem Klima mit vorherrschend mechanischer Verwitterung entstanden sind. Die Figur 7 S. 20 zeigt evident, daß das Mengenverhältnis der Komponenten und seine Änderung in den braunen Schottern genau ihren physikalischen Eigenschaften entspricht.

Einen weiteren Beweis dafür, daß diese Schotter in einem Klima mit mechanischer Verwitterung gebildet sind, liefert die Grobheit des Materials und das Verhalten der Kulmgerölle im Warthaer Engpaß.

Der Fundpunkt Dürrhartha liegt schon soweit vom Gebirgsrand entfernt, daß der Fluß dort keine wesentliche Materialzufuhr mehr von den Seiten her empfangen hat. In der Regel drückt sich das in der Analyse in dem Verhalten der Schotterbestandteile aus. Eine Komponente, die nur weiter flußaufwärts ansteht, weist mit der Korngröße eine regelmäßige Abnahme ihrer Menge auf, die durch Abrollung oder Verwitterung verursacht ist (siehe z. B. Kulm und Porphyr in Probe 180, Tab. S. 30). Ein Gestein aber, das an den Talflanken des betrachteten Teils des Flußlaufs ansteht, wird durch Abtragung ständig dem Flusse in allen Korngrößen zugeführt. Es tritt daher in allen Korngrößen und in einer Menge auf, die von dem Grade der Abtragung abhängig ist. Ist die Schuttlieferung sehr gering, so wird sich in der Analyse kein besonderes Verhalten feststellen lassen, und eckige Brocken werden in dem Schotter verhältnismäßig selten sein.

Heute ist dies an der Neiße zweifellos der Fall. Eine Schuttlieferung durch Bodenfließen findet nur in dem unserem Klima entsprechenden sehr geringen Maße statt, und die Hauptzufuhr erhält der Fluß durch direkte Erosion. Die niedrigen Prozentzahlen des Kulm in einem in der Aue liegenden Schotter drücken dies sehr deutlich aus (Tab. 8).

Tabelle 8.

Gewichtsanalyse der Probe 141 aus der Talaue der Neiße bei Labitsch.

	> 15 mm %	15—10 mm %	10—5 mm %	5—3 mm %
Kulm	6,0	7,4	6,3	3,9
Porphyr und Rotliegendes	25,7	29,1	25,6	11,8
Gneise und Eruptiva . .	31,9	29,3	32,7	47,1
Quarz	10.4	10,9	17,6	17,6
Andere Gesteine	25,9	23,3	17,9	19,6

Ganz anders ist der Kulm an der Zusammensetzung der Terrassenschotter beteiligt. Schon nachdem der Fluß erst eine kurze Strecke im Grauwackengebirge verlaufen ist, zeigen die Terrassenschotter eine erhebliche Beteiligung der Gesteine desselben (Tab. 9 Probe 39. Die Entnahmestelle 39 liegt noch ein Stück flußaufwärts von 141, müßte also bei gleichen Entstehungsbedingungen weniger Kulm führen!).

Tabelle 9.

Gewichtsanalyse der Probe 39 der Terrasse f bei Labitsch.

	> 15 mm %	15—10 mm %	10—5 mm %	5—3 mm %
Kulm	10,6	16,3	19,4	8,9
Porphyr und Rotliegendes	31,7	22,3	14,2	13,3
Gneise und Eruptiva . .	36,2	30,2	37,5	43,2
Quarz	4,4	16,7	20,7	23,3
Andere Gesteine	17,1	14,4	8.3	11,2

Die angeführten Beispiele stammen von Labitsch. Bei Wartha, wo die Neiße schon ca. 9 km im Kulm geflossen ist, ist seine Beteiligung an den Schottern noch weiter gestiegen (Tab. 10, Pr. 77).

Tabelle 10.

Gewichtsanalyse der Probe 77o der 16-m-Terrasse am Warthaer Kapellenberg.

	> 15 mm %	15—10 mm %	10—5 mm %	5—3 mm %
Kulm	26,6	34,7	40,7	36,4
Porphyr und Rotliegendes	20,3	19,8	15,6	4,5
Gneise und Eruptiva . .	30.9	26,1	21,5	28,8
Quarz	7,5	8,6	11,8	19,7
Andere Gesteine	14,7	11,6	10,4	10,6

Die eckigen Brocken sind zahlreich geworden, und teilweise, besonders in den oberen Partien, setzen sich die Schotter zu mehr als 50% aus großen Kulmbrocken zusammen. An der noch wenig durch Erosion zerstörten Niederterrasse bei Wartha sieht man, daß diese starke Kulmzufuhr durch Schuttströme verursacht ist, die von den Höhen der Talflanken in den aufschotternden Fluß geflossen sind.

Wie oben nachgewiesen wurde, finden bei uns heute keine Gehängeschuttbewegungen statt, die mit diesen fossilen an Umfang irgendwie zu vergleichen wären. Die klimatischen Bedingungen, unter denen sie entstanden, müssen gänzlich von den heutigen abweichende gewesen sein. Das Klima muß neben einer sehr starken Verwitterung, die imstande war, große Mengen von grobstückigem Material aufzubereiten, auch der flächenhaften Abtragung besonders günstig gewesen sein. Grobstückige Verwitterung ist allenthalben ein Zeichen ariden Klimas. Blockströme großen Umfangs mit großer Bewegungsgeschwindigkeit sind heute auf die Gebiete des Frostklimas beschränkt. Da auch der Befund der Schotteranalyse auf mechanische Verwitterung schließen ließ, ist es mithin sehr wahrscheinlich, daß die Schotterbildung in einem kaltariden Klima stattgefunden hat, wie es während der Glazialzeiten im Randgebiet der Vereisungen herrschte.

Es ist zwar möglich, daß auch Tektonik bei der Entstehung einiger Felsterrassen eine Rolle spielt, doch ist die Aufschotterung an sich in einem glazialen Klima erfolgt.

Ist also an dem glazialen Alter der Aufschotterungen nicht mehr zu zweifeln, so besteht doch in tektonisch gestörten Gebieten die Möglichkeit, daß mehrere Terrassenstufen zu einer Eiszeit zusammengehören. In diesem Falle ist die Feststellung von größter Bedeutung, ob die Schotterbildung nach oben durch einen Auemergel oder gar einen Übergang in Löß abgeschlossen ist (Soergel). Jeder Auemergel bedeutet ein Erlahmen der Aufschotterung. Die Beziehungen, in denen vielfach diese abgeschlossenen Aufschotterungen zu bestimmten Felsterrassen stehen, beweisen, daß letztere nichts als stehengebliebene Reste alter Talböden sind, bis zu denen die Erosion vorgedrungen war, als der Klimaumschwung die Erosion lahmlegte und die Aufschotterung einsetzte. Die Erosion kann allein durch ein humides Klima bedingt sein, sie kann aber durch fortdauernde tektonische Hebung mehr oder weniger beeinflußt sein. Im letzteren Falle waren die Wirkungen des Glazialklimas auf die Schuttlieferung doch so groß, daß sie die Erosionswirkung der Hebung kompensierten.

Ganz abgesehen von den Ergebnissen der Schotteranalyse wäre eine Erklärung des andauernden Wechsels von Aufschotterung und Erosion durch Tektonik allein etwas eigentümlich: das Gebirge müßte sich mehrfach rhythmisch gehoben und gesenkt haben. Selbst dann aber findet eine regionale Aufschotterung nicht statt, wie Soergel überzeugend nachgewiesen hat.

Die Frage nachträglicher chemischer Verwitterung der Schotter.

Es könnte der Einwand gemacht werden, daß der Unterschied der beiden oben besprochenen Analysen von Dürrhartha kein primärer ist, verursacht durch die Verwitterung der anstehenden Ursprungsgesteine während der Bildungszeit der Schotter, sondern daß er erst sekundär durch eine nachträgliche anderartige Verwitterung hervorgerufen wurde. In diesem Falle wären also braune und weiße Schotter von vornherein ähnlicher in der Zusammensetzung gewesen, als es nach den Analysen scheint, und eine nachträgliche sehr starke chemische Verwitterung hätte in den weißen Schottern die feldspathaltigen Gerölle derart zersetzt, daß sie bei der Siebung der Proben zerfielen und damit das Ergebnis zugunsten des Quarzes verändert wurde. Dann müßte der aus dem Vergleich der beiden Schotteranalysen für das Entstehen der braunen Schotter im hochglazialen Klima geführte Beweis eine Abschwächung erfahren.

Ein strikter Beweis ist nur dann zu führen, wenn man zum Vergleich einen rezenten Flußschotter aus einem Gebiet zur Verfügung hat, das in jüngerer geologischer Vergangenheit weder einem periglazialen noch einem warm-ariden Klima unterworfen war. Solche Ablagerungen sind aber recht selten, denn im gleichmäßig humiden Klima wird eben nur unter besonderen tektonischen Verhältnissen aufgeschottert. Selbst wenn ein geeignetes Vorkommen gefunden wäre, stünde man noch vor der Frage, ob das Schottermaterial ausschließlich als Verwitterungsprodukt der geologischen Gegenwart entstanden ist. Unsere jungen deutschen Flüsse führen durchweg Produkte periglazialer Verwitterung, glaziale Flußschotter und nordisches Material auf sekundärer Lagerstätte, sind somit für vergleichende Untersuchungen nicht geeignet. Die Zusammensetzung von Schottern, die sicher aus Ablagerungsschutt der geologischen Gegenwart gebildet sind, läßt sich also nicht feststellen. Immerhin herrscht augenblicklich keine so intensive chemische Verwitterung, wie wir sie für die Bildungszeit der weißen Schotter von Camenz annehmen müssen, und ebensowenig findet starke mechanische Verwitterung statt, die zu Schuttströmen führen kann, die jenen der Neißeterrassen vergleichbar sind.

Aus diesen Gründen sind im obenstehenden zwei fossile Schotter verglichen worden, und es muß nun untersucht werden, in welchem Grade eine Änderung der Zusammensetzung durch nachträgliche Verwitterung möglich ist.

Da im Anstehenden auch die völlig zersetzten Gerölle noch in ihrer ursprünglichen Form und Lage zu beobachten sind, läßt sich hier schon ein Überblick über die Zusammensetzung gewinnen. Die weißen Schotter sind, wie erwähnt, ganz vorwiegend aus tonigem Sand zusammengesetzt. Es fällt schwer, eine Lage zu finden, die für die Analyse geeignete Korngrößen führt. Der ungewöhnliche Reichtum an Tonsubstanz (Kaolin?) muß dem Sande von vornherein eigen sein; er deutet darauf hin, daß der Fluß viel tonige Trübe führte. Jedenfalls kann der Tongehalt dem Sande nicht erst durch Verwitterung größerer Gerölle zugeführt sein. Der Erhaltungszustand der Gerölle ist sehr verschieden. Neben völlig frisch aussehenden Gesteinen (besonders Porphyren) finden sich, wenn auch nur ausnahmsweise, völlig zersetzte, mit dem Messer schneidbare. Immerhin sind die meisten Gerölle zwar deutlich angegriffen, aber doch noch ziemlich fest. Es ist sicher, daß viele Gerölle in ihrem jetzigen Zustand nicht vom Fluß transportiert sein können. Eine nachträgliche chemische Verwitterung hat also zweifellos stattgefunden. Ob aber ein Klima mit ähnlicher Verwitterung auch während der Ablagerung der Schotter geherrscht hat, diese Frage kann nur die Schotteranalyse entscheiden, vorausgesetzt, daß durch das Sieben nicht eine zu große Abnutzung der weichen Gerölle stattfindet.

Um den Betrag dieser Abnutzung ungefähr zu erfassen, wurde folgender Versuch gemacht: Genau 100 feldspatführende Gerölle in Korngrößen über 3 mm wurden gesiebt. Die mechanische Beanspruchung der Gerölle zeigte sich in einer Vermehrung der Körnerzahl. Nach dem Versuch wurden gezählt

größer als 10 mm	25 Stück		Gewicht	78 g
„ „ 5 mm	66 „		„	32,5 g
„ „ 3 mm	46 „		„	3,5 g
kleiner als 3 mm			„	5 g
Sand unter 3 mm und	137 Stück	über 3 mm	Gewicht	119 g
		Gewicht vor der	Siebung	124 g
			Abgeschlemmt	5 g

Der abgeschlemmte Rest, alle Körner unter 3 mm und die meisten zwischen 5 und 3 mm sind durch Zerstörung der größeren Gerölle entstanden. Es sind etwa 12 bis 13 g von 124 g ursprünglichem Gewicht, also ca. 10%. Dies ist also der Abnutzungsbetrag bei der Siebung ausgesucht weicher Gerölle der Probe 177. Das Gewicht der größeren Gerölle wird also nur ganz unwesentlich verringert, die kleineren Korngrößen erhalten aber einen scheinbar nicht unerheblichen Zuwachs. Nehmen wir eine Zunahme der kleinen Korngrößen von 50 bis 100%

an — in Wirklichkeit beträgt sie vielleicht den 10. Teil —, so zeigt schon ein Blick auf die graphische Darstellung Fig. 7, daß selbst dann das Verhältnis der Schotterkomponenten nicht wesentlich geändert wird.

Bei anderen Proben kann die Zersetzung größere Beträge erreichen. In solchen Fällen kann es vorkommen, daß die Analyse keine brauchbaren Vergleichswerte mehr gibt. Dies trifft z. B. für die unten besprochenen Münsterberger Tertiärkiese zu. —

Eine nachträgliche chemische Verwitterung der braunen Schotter würde zu einer Verschiebung der Analysenwerte zuungunsten der mechanischen Verwitterung führen. Die Analysenwerte sprechen aber in stärkstem Maße für mechanische Verwitterung, um so mehr, als sie bereits die Spuren einer seit der Ablagerung etwa erfolgten chemischen Verwitterung enthalten können. Der Grad der mechanischen Verwitterung würde dann aber nur ein noch höherer gewesen sein, als er durch die Analyse erwiesen wird.

Die jungtertiären Kiese von Münsterberg.

In den jungtertiären Schichten der großen Tongrube der Schamottefabrik Münsterberg treten ziemlich grobe Kiese auf. Unter dem Diluvium, das weiter unten genauer besprochen wird, liegt eine etwa 1 m mächtige Bank eines blauen bis violettschwarzen, fetten und völlig sandfreien Tones, wie er für das schlesische Tertiär typisch ist (siehe Profil S. 35). Hierunter folgen ca. 8 m grobe Sande und Kiese, die das Hangende einer braunschwarzen, lignitführenden Tonschicht bilden, die für die Herstellung feuerfester Gegenstände abgebaut wird. Das Alter dieser Tertiärablagerungen wird auf Grund der Pflanzenfunde von den meisten Autoren für miocän, z. T. auch für jünger gehalten: von A. Jentzsch 1913 (12) z. T. bis pliocän; Friedensburg 1914 (9) obermiocän; Frech 1915 (6) Mischung gemäßigter und subtropischer Elemente bis zum oberen Miocän; R. Kräusel 1917 (15) miocän ohne Entscheidung für genauere Alterseingrenzung; J. Behr 1921 (1) oberstes Miocän, Äquivalent des Posener Flammentons.

Die tertiären grauen Kiese und Sande sind durch beigemischten Ton ziemlich fest, und die völlig zersetzten feldspathaltigen und sandsteinartigen Gerölle zerfallen bei der Entnahme leicht. Daher kann die quantitative Analyse kein genaues Bild der Zusammensetzung der Schotter geben. Der Quarz muß in ihr stärker überwiegen als es in frischem Zustand der Fall ist, es wird darum auf eine tabellarische Wiedergabe verzichtet.

Unter den Komponenten des Schotters wiegt der Quarz in allen Korngrößen bei weitem vor. Er ist farblos oder weiß, nur ausnahms-

weise rot; teilweise sieht man ihm seine Herkunft aus Gneis oder Schiefer noch deutlich an. Regelmäßig in allen Korngrößen, wenn auch in geringerer Menge, tritt ein dunkles Chalzedongestein auf, wie es auch in den Neißeschottern vorhanden zu sein pflegt. Es ist oft auffallend feuersteinähnlich. Sehr wahrscheinlich entstammt es kieselsäurereichen Partien der Herzogswalder Schichten des Warthaer Gebirges, wo solche Gesteine in großer Menge im Bereich des Flusses auftreten, jedenfalls sind anstehend sehr ähnliche Gesteine bekannt. Kieselschiefer und verkieselte Tonschiefer, meist von dunklerer Farbe, sind regelmäßig vertreten. Sie stimmen mit den Gesteinen der Herzogswalder Schichten völlig überein. Der Gneis ist feinkörnig, aplitisch und führt nur wenig Glimmer (Muskovit); schieferige feinkörnige Aplite, die reichlicher Muskovit führen, sind häufig, Biotit fehlt völlig. Der Porphyr ist durchweg zersetzt, weiß oder grau, bisweilen noch schwach rötlich oder grün. Besonders grobe oder felsitische Varietäten sind selten. In den gröberen Korngrößen ist er nächst dem Quarz das häufigste Geröll. Nach L. Finckh (in Behr Nr. 1) ist als die Heimat der Porphyre Friedland im Steinetal anzusehen. Merkwürdig stark vertreten sind Graphitquarzite, auch in großen großen Stücken, die nur wenig gerundet sind. Es ist kein Zweifel, daß ihr Anstehendes nicht sehr weit entfernt gelegen sein kann. Die nächsten Vorkommen solcher Gesteine liegen bei Silbitz östlich von Nimptsch und bei Dittmannsdorf bei Frankenstein, auch in Baitzen treten Graphitquarzite auf. Welches von beiden die Gerölle geliefert hat, kann nur gemeinsam mit der Frage nach der Herkunft der anderen Komponenten entschieden werden. Siliciophit ist in einem großen Stück vorhanden, Serpentin in zwei kleinen Stücken, beide können nur aus der Frankensteiner Gegend stammen. Häufig ist noch ein grauer glaukonitischer Sandstein, der in manchen Stücken scheinbar von außen her verkieselt ist. Ganz ähnliche Gerölle finden sich auch in den Neißeschottern bei Wartha, und es ist wahrscheinlich, daß er aus der Kreide der innersudetischen Mulde stammt. Einzelne kleine Gerölle eines hellgelblichen Kreidesandsteines sind ebenfalls vorhanden.

Rein weiße Sandsteine und Quarzite, auch Übergänge zwischen beiden, gehören vermutlich zum Tertiärquarzit, zumal sie häufig Muskovitschüppchen eingelagert enthalten.

Glimmerschiefer ist nur in kleinen Stücken vorhanden, wird aber unter 1 mm häufiger. Schließlich sind noch eine Brauneisensteinkonkretion, ein roter Quarzit und dunkelgraue feinsandige, ziemlich weiche Gerölle zu erwähnen, die sich auch in Neißeschottern im Warthaer Engpaß finden (vielleicht Tonschiefer der Herzogswalder Schichten). Ein Geröll der Größe 5—3 mm erinnerte an Tonkieselschiefer des Silur.

Die Herkunft der Schotter vom Gebirge ist von vornherein sehr wahrscheinlich, und in der Tat spricht keine einzige Komponente gegen diese Annahme. Ein sicherer Beweis hierfür sind aber die Porphyre, die anstehend nur in der innersudetischen Mulde bekannt sind, ferner die ebendort vorkommende Kreide. Für die Richtung des Laufes sind auch Siliciophit und Serpentin der Frankensteiner Gegend beweisend. Die Kieselschiefer der Herzogswalder Schichten deuten darauf, daß der Fluß das Warthaer Gebirge entwässerte, und da endlich Gneise ihrer Art aus dem Eulengebirge nicht bekannt sind, ist man bis zum Beweis des Gegenteils gezwungen, sie aus dem Glatzer Schneegebirge oder von Hertwigswalde bei Camenz abzuleiten.

Diese Tatsachen liefern den Beweis, daß wir es in den Münsterberger Kiesen mit Material zu tun haben, das von Flüssen aus der innersudetischen Mulde durch die Senke des Warthaer Gebirges in das Vorland getragen worden ist. Zur jungmiocänen Zeit floß also die Neiße oder Steine (welches der Hauptfluß war, läßt sich ohne weiteres nicht entscheiden) von Wartha direkt nach Münsterberg; der auffallende nach Osten gerichtete Knick im Laufe bei Camenz war also noch nicht vorhanden.

Tertiäre Kiese, die weiße Quarze, Kieselschiefer und Porphyre führen, sind im südöstlichen Teil des Blattes Münsterberg und den Blättern Marienau und Lindenau auf weiten Strecken verbreitet (Behr Nr. 1). Auch Behr faßt sie als „Ablagerungen der vom Gebirge nach Nordosten während der Ausgangszeit des mittelschlesischen Tertiärs abströmenden Flüsse“ auf.

Die Bildungszeit der nach Aussehen und Zusammensetzung den Münsterberger sehr ähnlichen weißen Kiese von Camenz fällt zwar aller Wahrscheinlichkeit nach ebenfalls ins Tertiär, doch ist die Altersgleichheit mit den Münsterberger Vorkommen keineswegs sicher. Im Gegenteil, nach dem geringeren Grade der Verwitterung der Camenzer Kiese ist man geneigt, ihnen ein jüngeres Alter zuzusprechen und sie etwa ins Pliocän zu stellen.

Schließlich finden sich noch ähnliche Ablagerungen im Glatzer Kessel. Hier treten in der großen Kiesgrube von Nieder-Halbendorf und weiter an der Steine aufwärts bis zum Orte Mittelsteine unter den roten diluvialen Schottern weiße, stark zersetzte Kiese auf.

Die Seltenheit des Kulm in den Münsterberger Schottern fällt zunächst nicht weiter auf. Die Entfernung vom Anstehenden ist immerhin schon so groß, daß Abrollung und chemische Zersetzung den größten Teil des mitgeführten Materials bereits vernichtet haben müssen. Auffallend ist immerhin, daß vom Kulm nur ein zweifelhaftes Stück in der Probe war, wohl aber eine wenn auch kleine Anzahl Kreidegerölle.

Man würde eher erwarten, daß die ebenso leicht angreifbare Kreide, die heute schon im Warthaer Paß spärlich ist, hier bei Münsterberg völlig fehlt.

Diese an sich geringfügige Beobachtung gewinnt an Bedeutung, weil sie auch in den Camenzer weißen Schottern gemacht werden kann. Auch hier, wo die Analysenwerte, wie oben gezeigt, durchaus der wahren Zusammensetzung der Schotter entsprechen, zeigt sich eine Spärlichkeit des Kulms, die nicht allein durch die Art der Verwitterung während der Bildung der Schotter erklärt werden kann. Die Zahl der Kreidegerölle verhält sich zur Zahl der Kulmgerölle etwa wie2: 1, wobei das nächste Anstehende der Kreide über 20 km, das des Kulms nur 5 km entfernt ist. Trotz starker Pflanzenbedeckung und chemischer Verwitterung wird heute von den mehr als 10 m hohen Steilufern her der Neiße eine verhältnismäßig große Menge Kulm zugeführt, die stets ein starkes Überwiegen des Kulms über die Kreide zur Folge hat. Scheinbar ist dies zur Zeit der Bildung der weißen Schotter noch nicht der Fall gewesen. Wir müssen daher für jene Periode dem Neißetal ein wesentlich flacheres Querprofil zuschreiben, als es jetzt besitzt; Steilhänge werden wohl nur in geringem Maße vorhanden gewesen sein. Diese Annahme zwingt uns aber zu dem Schlusse, daß der tiefe Einschnitt der Neiße damals nicht bestanden hat, und wir sind weiterhin gezwungen, die Talsohle im Engpaß in eine Höhe zu verlegen, in der noch heute eine weite, flache Senke das alte Neißetal vor Beginn der starken Erosion andeutet. Der Höhenunterschied gegen das Vorland, die schätzungsweise 100 m hohe Stufe dieses Talbodens gegen das Land nordöstlich des Gebirgsrandes, ist nur durch tektonische Hebung des Warthaer Gebirges an der Sudetenrandspalte erklärbar.

Dieser Gedankengang, dessen Ergebnis leider wie bei vielen morphologischen Betrachtungen nicht durch Tatsachen streng beweisbar ist (etwa durch Schotterfunde auf der Höhe des alten Talbodens), führt uns zu der Vermutung, daß neben dem normalen Ablauf der Tiefenerosion auch tektonische Bewegungen am Sudetenrand eine sehr erhebliche Rolle gespielt haben. Die weißen Schotter haben wir als jungtertiär erkannt, die Bewegung muß also im wesentlichen ins Diluvium fallen.

Hierfür liefern uns nun die diluvialen Ablagerungen sichere Beweise, von denen weiter unten die Rede sein wird.

Faziesverhältnisse des Tertiärs und Folgerungen für die Tektonik der Sudeten.

Einen weiteren Hinweis auf tertiäre und diluviale Krustenbewegungen liefern die Faziesverhältnisse des Münsterberger und Camenzer Tertiärs.

Bei Münsterberg traf eine Bohrung das Liegende des Tertiärs (zersetzte Glimmerschiefer) in 86 m Tiefe an (Behr, 1). Für das Tertiär ist ein ständiger Wechsel von Tonlagen mit Sand- und Kiesbänken in den Ablagerungen charakteristisch. Weiter im Norden überwiegen Tone und Feinsande, bis schließlich der Posener Ton vorherrscht (vgl. Behr 1). Im Zusammenhang mit der Tatsache, daß die Kiese aus dem Innern des Gebirges stammen, muß angenommen werden, daß Tone, Sande und Kiese Absätze der vom Gebirge in das Becken des Posener Tons fließenden Flüsse sind. Die große Verbreitung der tertiären Sedimente und der allmähliche Übergang in die lakustren Bildungen erweist, daß das schlesische Flachland zu jener Zeit ein von Flüssen überspieltes Niederungsgebiet gewesen sein muß. Zur näheren Erläuterung möchte ich einige Sätze zweier Autoren zitieren: Behr schreibt in den Erläuterungen zu Blatt Strehlen S. 24: „Wie aus dem Umstand hervorgeht, daß diesen Tonen in allen Tiefen Braunkohlenflözchen eingelagert sind, wie es ferner das meist feine Korn verrät, sind diese Bildungen als Absätze stehender oder nur ganz langsam abfließender Wasser anzusehen, die dem Gebirge entströmten und in nördlicher bis östlicher Richtung die Verwitterungsprodukte der im Gebirge anstehenden Gesteine in die Ebene hinwegtrugen. Bei Verlegung von Flußläufen wurde der eine oder der andere Arm bisweilen abgeschnitten, vermoorte und gab damit Anlaß zur Bildung der kleinen, nie auf größeren Flächen aushaltenden Kohlenflözchen."

Ferner schreibt Friedensburg in seiner Arbeit über das Braunkohlentertiär des Sudetenvorlandes (9): „Die Schichten sind durchweg von Binnengewässern, und zwar teils in rascher Anhäufung (Kiese und Sande), teils in langsamer Sedimentation (fette Tone) abgelagert. Ihre Entstehung setzt weitgehende Verwitterung der Gesteine und feuchtes Klima mit häufigen Niederschlägen voraus. (Diese Tatsache ergab sich auch bei der Analyse der weißen Schotter! Anm. d. Verf.) Große Flächen müssen von Seen bedeckt gewesen sein. Überall ist ein rascher Wechsel im horizontalen wie auch stellenweise im vertikalen Sinne zu beobachten und läßt auf häufige Änderungen der Absatzbedingungen schließen."

„Die Flöze sind, soweit beobachtet, wohl stets primär-allachthoner Entstehung — auch bei der Herausbildung einheitlicher, mächtiger Einzelflöze weisen diese ... streifige Struktur durch Abwechslung heller toniger mit dunklen tonigen Schichten auf. — Fast überall ist die Kohle sehr reich an Ligniten, ganze Flözteile sind fast ausschließlich aus wohl erhaltenem Holzmaterial zusammengesetzt. Diese Holzteile sind fast stets zerbrochen, aufgesplittert und geknickt. In ihrer großen Mehrzahl sind sie mit ihrer Längsrichtung in die Talrichtung eingestellt.

Wurzelhorizonte und aufrechte Stämme fehlen gänzlich, auch sind Stücke von mehr als 2 m Länge recht selten. Alle organischen Teile sind äußerlich so stark zerstört . . ., daß sich zartere Pflanzenteile nicht finden."

Darüber, daß die Sedimente in einem dicht bewachsenen Flußschwemmland, das von vielen ihren Lauf dauernd verlegenden Flußarmen durchzogen war, abgesetzt wurden, dürfte nach allen Beobachtungen wohl kaum ein Zweifel möglich sein.

Die geschilderten Verhältnisse haben während des ganzen Jungtertiärs angedauert, nur zeigt sich in den oberen Lagen ein Feinerwerden der Sedimente (Behr, 1), das auf ein weiteres Nachlassen der Transportkraft der Gewässer deutet.

Die Ablagerungen sind nun vielfach in Senken erhalten, neben denen das ältere Gebirge in Hügeln und Bergrücken zutage tritt. Es ist höchst unwahrscheinlich, daß eine post- oder intratertiäre Tektonik an zahlreichen kleinen Brüchen die Horste des alten Gebirges emporgehoben hat. Beweise oder auch nur Anhaltspunkte hierfür sind nicht vorhanden, ebensowenig zeigt das Tertiär Dislozierungen, die doch in erheblichem Maße eingetreten sein müßten.

Vielmehr spricht alles dafür, daß die tertiären Sedimente schon vorhandene Senken und Mulden ausgefüllt und allmählich ein altes Relief verschüttet haben. Wie oben erwähnt, ist die Mächtigkeit der Schichten eine große; sie dürften überdies gegen Ende des Tertiärs bereits teilweise wieder abgetragen worden sein.

Wenn Flußsedimente in der Nähe der Erosionsbasis eine Mächtigkeit von ca. 100 m besitzen, so ist das ohne Annahme einer perennierenden Senkung nicht erklärbar. Es muß also während des Tertiärs eine dauernde Senkung des Sudetenvorlandes stattgefunden haben, die durch Zufüllung und Verschüttung des alten Reliefs kompensiert wurde. Das Meer ist zwar im Miocän in Oberschlesien eingedrungen, und von Posen her erstreckte sich das Seengebiet des pliocänen Posener Tons bis in das nördliche Schlesien in die Gegend von Trebnitz nördlich Breslau, doch wurde eine weitergehende Überflutung durch die Aufschüttung verhindert.

Die ungeheuren Mengen von Schutt, unter denen das Vorland begraben wurde, müssen, wie wir oben festgestellt haben, aus dem Innern der Sudeten hergeleitet werden. Die Abtragung muß dort entsprechend enorme Beträge erreicht haben. Die Sudeten sind also auch damals Erosionsgebiet gewesen, während das ganze Vorland Sedimentationsbereich bildete. Zu diesen Folgerungen ist auch Jentzsch (12) auf Grund seiner Untersuchungen über den Posener Ton gelangt. Es fragt sich nun, ob diese Verhältnisse überhaupt erklärbar sind ohne Annahme einer Hebung des Gebirges gegenüber dem Vorland.

Nehmen wir zunächst an, Gebirge und Vorland seien unbeweglich miteinander verbunden gewesen, so daß sie eine tektonische Einheit bildeten. Wenn dann keine Absenkung stattgefunden hätte, würden sich die Flüsse auch im Vorland immer tiefer eingefressen haben und eine Sedimentation hätte erst im Meere stattgefunden. Dieser Fall ist daher von vornherein auszuscheiden (vgl. hierzu und zum folgenden Soergel, 23, wo diese Fragen sehr genau behandelt und die Beweise für die hier angewandten Ergebnisse des näheren ausgeführt sind).

Ebensowenig kann eine kippende Bewegung den Unterlauf abgesenkt und das Oberlaufgebiet in gleicher Höhe erhalten oder gar gehoben haben. Die dadurch eintretende Vergrößerung des Gefälles hätte eine von der Mündung rückwärts schreitende Erosion zur Folge haben müssen, die wieder eine Sedimentation im Unterlauf verhindert haben würde.

Andere Möglichkeiten kommen, wenn man an der tektonischen Einheit des Ober- und Unterlaufgebietes festhält, nicht in Frage. Sofort verständlich sind die Verhältnisse aber, wenn man zwischen Erosions- und Aufschüttungsgebiet eine Bruchlinie annimmt, an der letzteres abgesunken und ersteres gehoben oder auch in gleicher Höhe über dem Meeresspiegel geblieben ist. Dann wird die Zone unterhalb der Bruchlinie zur lokalen Erosionsbasis für den gesamten Oberlauf: um seine kontinuierliche Ablaufkurve beizubehalten, muß der Fluß oberhalb des Bruches stark rückschreitend erodieren und andererseits unterhalb aufschütten, um den dauernd neu belebten Gefällsknick wieder auszugleichen. Da das gesamte Gebiet unterhalb des Bruches nur noch ein geringes Gefälle hatte und in geringer Höhe über der endgültigen Erosionsbasis, dem Gebiet des Posener Tons, lag, konnte sich das Sedimentationsgebiet bis zu diesem hin entwickeln.

Der Bruch, um den es sich in unserem Falle handelt, muß das Gebirge vom Flachland geschieden haben, und man kann ihn wohl mit dem auch heute sehr deutlich ausgeprägten Sudetenrandbruch identifizieren.

Somit scheinen bereits während des Tertiärs starke Bewegungen am Sudetenrandbruch stattgefunden zu haben, und seine im folgenden näher belegte diluviale Neubelebung ist als eine Fortsetzung der tertiären Bewegungen aufzufassen. Von einer Neubelebung darf gesprochen werden, weil man aus dem oben erwähnten Feinerwerden der Sedimente, der flachen Talform im Warthaer Durchbruch und der schon besprochenen Kulmarmut der Camenzer Schotter auf ein Schwächerwerden der Erosion schließen kann. Das Ende des Tertiärs scheint eine Zeit der Ruhe gewesen zu sein[1]).

[1]) Zu ähnlichen Ergebnissen ist Freyberg (8) für Thüringen gelangt.

Wie die Analyse der Münsterberger Kiese gezeigt hat, stammt ein großer Teil des Materials aus der innersudetischen Mulde. Es ist naheliegend anzunehmen, daß die tertiäre Abtragung dort vor allem die Kreide angegriffen hat, die damals eine viel größere Verbreitung hatte, und erst in zweiter Linie das Rotliegende. Heute ist es gerade umgekehrt, indem die Schotter weit mehr Gerölle des Rotliegenden als der Kreide führen.

Tabelle 11.

Profile der großen Tongrube von Münsterberg.

Westende der Grube (heutiger Abbau)	Profil nach Frech	Ostende der Grube
Humuszone kalkfreier Löß linsenförmige Humuszone kalkfreier Löß	Löß, an der Basis Windkanter	Löß
braune, grobe glaziale Schotter mit großen Blöcken	häufig fehlende Sandschmitzen	braunner sandiger Geschiebemergel
	6—12 m Geschiebemergel, braun und sandig	
	1—2 m brauner Kies	glazialführende braune Kiese
dunkler Tertiärton ohne Lignit	1—1,5 m blauer Tertiärton ohne Lignit	violettschwarzer Ton ohne Lignit
grauer Sand und Kies	8 m grauer Sand und Kies	grauer Sand und Kies
braunschwarzer Lignitton hellerer sandiger Lignitton } wird abgebaut	1—2 m blauer Ton mit Lignit	(Ton) abgebaut

Das Diluvium von Münsterberg.

In der großen Tongrube bei Münsterberg ist über dem Tertiär das Diluvium in ausgezeichneter Weise aufgeschlossen, worüber Frech in einer Mitteilung vom Jahre 1915 berichtet hat (6). In der beigefügten Tabelle ist dieses Profil mit den von mir 1926 an den beiden mehrere 100 m voneinander entfernten Enden der Grube aufgenommenen

verglichen, um zu zeigen, wie konstant es auf große Erstreckung durchhält und wie wenig es sich mit fortschreitendem Abbau geändert hat.

In allen drei Profilen folgt auf dem Tertiär mit scharfer Grenze ein eisengebräunter, vorwiegend nordisches Material führender Kies, dessen Mächtigkeit im Westen zunimmt. Darüber liegen mehrere Meter eines braunen Geschiebemergels, der im Osten der Grube heute noch vorhanden ist, im Westen aber über den mächtigeren Kiesen fehlt. Überall bildet das Hangendste eine Decke von Löß.

Etwa 1,5 km weiter nördlich liegt, ebenfalls am Talrand, eine weitere Tongrube bei Ohlguth, deren Profil mit denen der großen Tongrube gut übereinstimmt. Auch hier fehlt der Geschiebemergel, und die braunen diluvialen Kiese sind ziemlich mächtig.

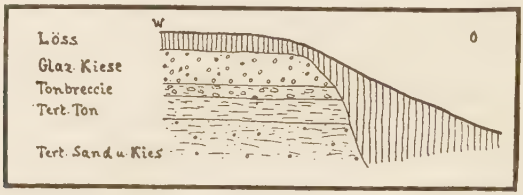


Fig. 8. Profil der Ziegeleigrube Ohlgut bei Münsterberg.

Die braunen Kiese und der hangende Geschiebemergel dürften zu einer Vereisung gehören. Zu einer Trennung liegt kein Grund vor. Die Kiese sind bis auf ihre Sohle ferretisiert; über den Verwitterungsgrad des Geschiebemergels sind Feststellungen leider augenblicklich nicht möglich, da er völlig verrutscht ist. Der in allen Profilen die Ablagerungen des Eises bedeckende Löß ist in der großen Tongrube durchgehend entkalkt, bei Ohlguth aber unterhalb 1,5 m Tiefe noch frisch und kalkführend. Am Hang des Ohletales zieht er über die ausstreichenden diluvialen und tertiären Schichten hinweg und gleicht den Steilrand, den diese ursprünglich mit der Talsohle bildeten, aus (Fig. 8). Zwischen der Ablagerung des Lößes und der der älteren Sedimente muß also eine Erosion stattgefunden haben, die auch den Geschiebemergel teilweise wieder entfernt hat. Die Verwitterung der Kiese wird ebenfalls in diese Zeit eines Eisrückzugs und feuchten Klimas fallen, in der das Ohletal augenscheinlich schon fast bis zur heutigen Sohle eingetieft wurde. Der Löß ist die Bildung einer jüngeren Glazialperiode, in der das Eis die Münsterberger Gegend nicht mehr erreichte. Aus ihm sind mehrfach Fossilien bekannt geworden, besonders Rhinoceros

antiquitatis und Reste von Equus. Das Breslauer Museum besitzt einen vollständigen Schädel eines Pferdes, der nach freundlicher Bestimmung durch Herrn Professor Soergel zu Equus Przewalskii gehört, das ein Charaktertier des jüngeren Löß von Mittel- und Süddeutschland ist. Diese Altersbestimmung des Lößes steht im Einklang mit dem geologischen Befund, denn die jüngste Vereisung Schlesiens ist keinesfalls weiter als bis zum Trebnitzer Höhenzug nördlich von Breslau vorgedrungen.

Bis auf weiteres kann daher der liegende Kies und Geschiebemergel zur Rißeiszeit und die Erosion des Ohletales in das Riß-Würm-Interglazial gestellt werden.

Die Untergrenze der diluvialen Ablagerungen bildet eine Erosionsfläche, die dem Hiatus zwischen Jung-Tertiär und Riß-Eiszeit entspricht. Die Abtragung der Tertiäroberfläche erfordert zumindest das zeitweilige Herrschen eines feuchten Klimas. In den Hiatus scheint aber noch eine ältere Eistransgression zu fallen, die ein Anzeichen in Form einer sehr eigenartigen Aufarbeitung des Tertiärtons hinterlassen hat.

In der Ziegeleigrube Ohlguth ist die obere, schon etwas angewitterte Schicht des 1—1,5 m mächtigen blauen Tones als eine scharfkantige Tonbreccie erhalten, indem zahllose kleine Tonbrocken durch Ton fest miteinander verkittet sind. Am Bruch ist die Breccie sehr gut von dem homogenen Ton zu unterscheiden, und durch leichte Anwitterung sind in den feinen Spalten der Breccie braune Eisenverbindungen abgesetzt worden, die ihre Struktur sichtbar werden lassen. Eine derartige Bildung kann nur durch einen Bewegungsvorgang aus dem homogenen Ton entstanden sein; welcher Art dieser aber war, ist in dem Ohlguther Aufschluß nicht zu ersehen.

Eine Beantwortung dieser Frage ermöglicht uns nun der Aufschluß in der Ziegeleigrube bei Johnsbach am Sudetenrand, der weiter unten noch genauer besprochen wird. Dort liegt über einigen Metern Neißeschottern eine eigenartige Grundmoräne. Sie besteht in der Hauptsache aus einem grauen Ton, der aus Tonbrocken zusammengesetzt und damit der Münsterberger Tonbreccie in der Struktur sehr ähnlich ist. Die obere Partie wird von einem normalen Geschiebemergel gebildet, und ein solcher ist in Form einer Linse auch nahe dar Basis eingeschaltet. Der die Breccie zusammensetzende Ton stimmt in seiner Beschaffenheit völlig mit dem bei Alt-Altmannsdorf bei Camenz, etwa 12 km nordöstlich von Johnsbach anstehenden Stauseeton überein. Dieser diluviale Ton ist offenbar von dem transgredierenden Eise aufgenommen und als Lokalmoräne wieder abgelagert worden. Die Breccienstruktur dürfte

dabei nur dadurch erhalten geblieben sein, daß der Ton in gefrorenem Zustand vom Eise zermahlen wurde.

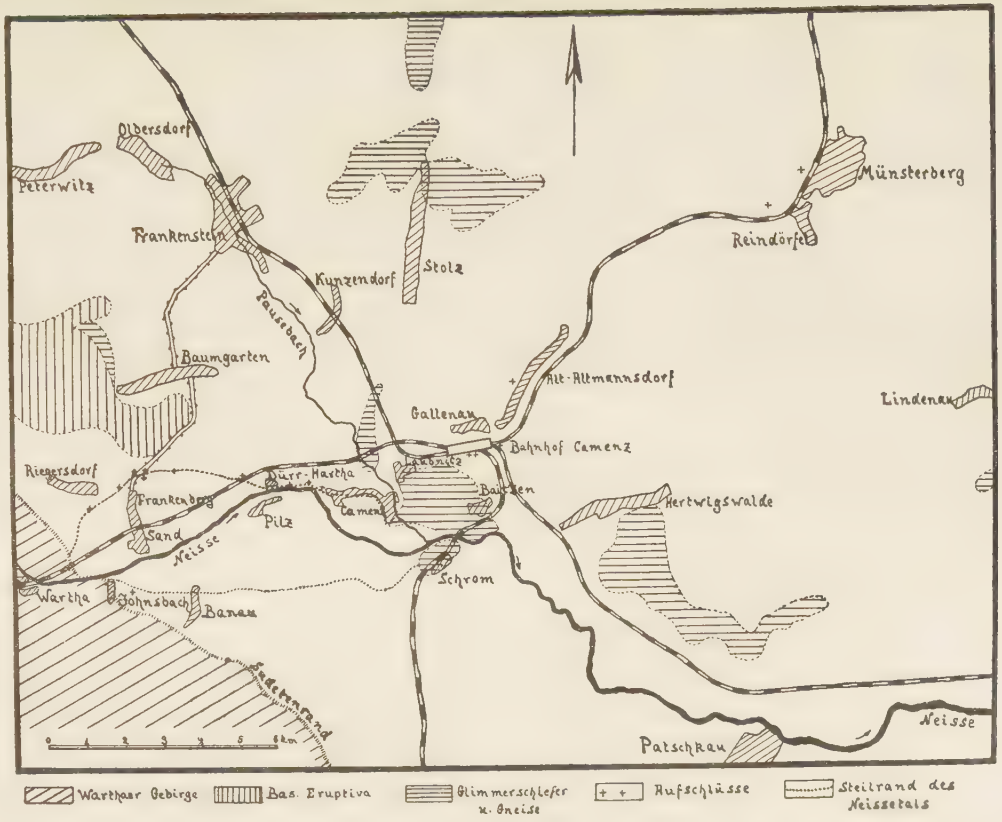
Eine Bestätigung dieser Erklärung bringen die bei Frankfurt a. d. O. in großer Mächtigkeit auftretenden Diluvialtone und Geschiebemergel (vgl. Keilhack, 13). Die Erscheinungen, die bei Johnsbach in einem Profil von nur wenigen Metern Mächtigkeit zu beobachten sind, treten bei Frankfurt ganz im Großen auf. Ein Lager eines sehr fetten, schwarzen Diluvialtones, der in jeder Beziehung dem von Alt-Altmannsdorf ähnlich ist, bildet das Liegende des älteren Geschiebemergels, der teils in normaler Ausbildung, teils als Lokalmoräne in Form einer Tonbreccie auftritt, die in zahlreichen Ziegeleigruben aufgeschlossen ist. Keilhack schreibt in den Erläuterungen zu Blatt Frankfurt über diese: „Man sieht in diesen Gruben, daß es sich um ein ungeschichtetes Gebilde handelt, sobald man aber den Ton im einzelnen prüft, nimmt man an vielen Stellen wahr, daß er zusammengesetzt ist aus kleinen und kleinsten auf das innigste miteinander verkneteten Bröckchen eines ursprünglich geschichteten Tones. Zugleich lassen die Wände der Gruben an gewissen Färbungsunterschieden erkennen, daß Massen von verschiedener Farbe und Zusammensetzung in großartigster Weise miteinander verknetet sind ... Wieder an anderen Stellen treten dann inmitten dieser durch eingearbeitete Tone und Mergelsande erzeugten Lokalmoräne ganz normal entwickelte Geschiebemergelpartien auf."

Hiernach ist es sehr wahrscheinlich, daß die Tonbreccie über dem Münsterberger Tertiärton als Produkt einer älteren Eistransgression anzusehen ist, deren Sedimente späterer Abtragung zum Opfer gefallen sind, die schon vor Ablagerung der hangenden glazialen Kiese stattfand. So ermöglicht uns das Münsterberger Diluvialprofil folgende Gliederung des Ablaufs der Eiszeit:

Lößlehm	Verwitterung	Postglazial
Löß	Sedimentation	3. Eiszeit
Diskordanz	Abtragung und Verwitterung	Interglazial
Geschiebemergel und Kiese	Sedimentation	Jüngere Vereisung
Diskordanz	Abtragung	Älteres Interglazial
Tonbreccie	Eistransgression	Ältere Vereisung
(Diskordanz)	Abtragung	Präglazial
Blauer Ton und Sande	Sedimentation	Tertiär

Das Diluvium von Camenz.

Etwa 20 km weiter südlich befinden sich bei Camenz und von dort weiter bis an den Gebirgsrand die Aufschlüsse, die für die Feststellung



Karte 2. Übersichtskarte des Vorlands zwischen Münsterberg und Wartha.

der Beziehungen zwischen nordischem Diluvium und Flußterrassen von ausschlaggebender Bedeutung sind.

Nahe am Bahnhof Camenz liegen drei Kiesgruben, deren kombiniertes Profil durch eine Tongrube 2 km weiter nordwestlich bei Alt-Altmannsdorf eine Ergänzung nach unten erfährt. Das Profil der drei Sandgruben ist folgendes:

Grundmoräne, reichlich 1 m mächtig, nur stellenweise erhalten.

Kreuzgeschichtete Sande, ca 10 m, mit einer groben Geröllschicht und einer Windschliffsohle; im Hangenden teilweise gestaucht. Unten wiegen Kiese, oben Sande vor.

Eine nur Zentimeter starke fette Tonlage mit merkwürdiger Einpressung in die hangenden Sande.

Stark verwitterter Neißeschotter.

Löß ist in der Camenzer Gegend nicht mehr erhalten, er wird durch den Auelehm auf der jungen Neißeterrasse vertreten. Die Abtragung hat hier infolge der Nähe des Neißetales ziemlich stark wirken können und hat ihn und die oberen Schichten der glazialen Ablagerungen größtenteils beseitigt. Die nur als Rest erhaltene Grundmoräne mit den liegenden Sanden dürfte den gleichen Bildungen bei Münsterberg entsprechen. Die fluviatilen Sedimente, die bei Münsterberg vorwiegend als ziemlich grobe Schotter entwickelt sind, werden hier meist durch Sande vertreten. Eine sehr ausgeprägte Windschliffsohle weist darauf hin, daß die Sande während ihrer Entstehung in großen Flächen trocken lagen und dem Winde ausgesetzt waren; mit anderen Worten, wir haben Ablagerungen einer Sanderfläche vor uns. Die weiter südlich und westlich gelegenen Aufschlüsse werden uns eine Bestätigung dieser Annahme bringen.

Die hangende Grundmoräne ist in der Sandgrube, die gerade in der Gabelung der Eisenbahnstrecken nach Breslau und Neiße östlich vom Bahnhof liegt, nur 1 m mächtig. Im unteren Teil ist sie ein normaler Geschiebelehm, im oberen wird sie von lehmigem Sand gebildet, an dessen Sohle eine Zone grober Geschiebe liegt. Diese Gliederung erweckt den Anschein, als ob wir eine schwache Grundmoräne mit einer aufliegenden Innenmoräne vor uns hätten, wie sie ähnlich in Norddeutschland oft zu beobachten ist. Trifft dies zu, so wäre die Moräne von späterer Abtragung nahezu verschont geblieben. Indessen können solche Bildungen auch durch Bodenfließen hervorgerufen werden, und gerade in unserem Fall ist diese Möglichkeit nicht ganz von der Hand zu weisen.

In dem Aufschluß bei Alt-Altmannsdorf enthalten die Sande auch Fetzen von Lehm und tertiärem Ton, und stellenweise sind Reste einer Grundmoräne darüber noch erkennbar. Die Moräne scheint also in der Camenzer Gegend entweder weitgehend abgetragen oder primär weniger mächtig als bei Münsterberg gewesen zu sein.

Etwa 8 km westlich vom Bahnhof Camenz, wo die Straße von Frankenberg nach Frankenstein aus der Neißeaue auf die Hochfläche emporsteigt, sind in zwei Gruben diluviale Sande aufgeschlossen, die von nicht sehr mächtigen jungen Neißeschottern eingedeckt sind. Die Sande sind weiß, werden nach oben feiner und gehen schließlich in feinsandigen Ton über, der eine deutliche Bänderung zeigt. Die zahlreichen kleinen Gerölle, die im Sande verteilt sind, bestehen vorwiegend aus Neißematerial, doch sind auch nordische Gerölle (Feuersteine) häufig. Nach der ruhigen Lagerung und Feinkörnigkeit zu schließen, müssen diese Schichten in einem Becken mit geringer Wasserbewegung abgesetzt sein. Genau die gleichen Verhältnisse zeigen eine Anzahl Gruben, die im Steilrand zwischen Dürrhartha, Frankenberg und Riegersdorf angelegt sind. Überall ist das Feinerwerden der Sedimente und die ruhige Lagerung der oberen Partien deutlich.

Diese Stauseeablagerungen sind durch die hangenden jungen Neißeschotter, die sich an diese unvermittelt anlehnen und die dementsprechend nordisches Material führen, als älter bestimmt. Die Höhenlage der Oberfläche beider ist fast die gleiche, nur hat an vielen Stellen die Neißeaufschotterung über die Stauseebildungen und diluvialen Sande etwas übergegriffen. Geht man von den eben besprochenen Vorkommen bei Riegersdorf und Frankenberg in der Richtung Camenz nach Osten, so zeigen die Aufschlüsse häufig eine geringmächtige Lage Neißeschotter, darunter bald Feinsande, bald gröbere diluviale Sande. Augenscheinlich gehen die Bildungen des Staubeckens in die Sande und Kiese der Sanderbildung bei Camenz über.

Eine gleichzeitige Entstehung der Neißeschotter und der Stauseebildungen kommt nicht in Frage. Es wurde schon erwähnt, daß jene ohne Übergang an die glazialen Sedimente angelagert sind, so daß eine Periode starker Erosion die Bildungszeit der letzteren von der der Neißeablagerungen trennen muß[1]).

---

[1]) Nach E. G. Friedrich (11) sollen sich die weißen diluvialen Sande und die groben braunen Neißeschotter gleichzeitig in einem Stausee gebildet haben. Er nimmt an, daß ein seitlicher Übergang der Neißeterrasse in die Diluvialsande vorhanden wäre und daß die Schotter mit der Entfernung von der Austrittsstelle aus dem Gebirge bei Wartha feinkörniger würden. Ein Besuch der großen Schottergruben am Bahnhof Dürrhartha erweist, daß letzteres nicht der Fall ist. Auf das Fehlen eines Übergangs der in Frage stehenden Ablage-

Damit gliedern sich die Camenzer eiszeitlichen Ablagerungen folgendermaßen. Das große, von der Talaue der Neiße eingenommene Becken ist das Produkt postglazialer Erosion. Die feuersteinführende Schotterterrasse entspricht der letzten Eiszeit, die Erosion, die ihre Unterkante bis auf 8 m über der heutigen Aue in die älteren diluvialen und tertiären Sedimente eintiefte und die offenbar ein ähnliches Becken schuf, wie es heute besteht, ist interglazialen Alters. Die diluvialen Stauseeablagerungen und Sanderbildungen mit dem geringmächtigen hangenden Geschiebemergel gehören zu einer vorangehenden Vereisung. Da in den Feinsanden und Tonen, die die diluvialen Beckensande nach oben abschließen, keinerlei Stauchungen aufzufinden sind und auch keine Reste einer Moränenbedeckung angetroffen wurden, ist es wahrscheinlich, daß hier eine Randlage einer Vereisung vorliegt. Die Sanderbildung und der schwache Geschiebemergel sprechen ebenfalls dafür.

Unter den Sanden in der Grube von Alt-Altmannsdorf folgen einige Meter eines grauen Geschiebemergels und darunter ein grauer, von zahlreichen kleinen Verwerfungen durchzogener, kalkführender und gebänderter Feinsand. An anderer Stelle wird er durch einen ebenfalls kalkführenden sehr fetten schwarzen Ton vertreten. Der Feinsand führt eine Menge Braunkohlengrus; eine Schlemmprobe ergab auch größere Lignit- und Bernsteinstückchen, und nach der Beschaffenheit des Sandes selbst zu schließen, setzt er sich vorwiegend aus aufgearbeitetem Tertiär zusammen.

Diese beiden durch ihre grauschwarze Farbe auffallenden glazialen Sedimente liegen unter allen bisher besprochenen Ablagerungen, sie werden daher der älteren Vereisung angehören, die in Münsterberg nur durch die Tonbreccie angedeutet war. Die Untersuchung des Johnsbacher Aufschlusses bestätigt diese Vermutung aufs beste.

Nun wird das Liegende der glazialen Sande der Gruben am Bahnhof Camenz nicht etwa ebenfalls von älterem nordischen Glazial, sondern von einem Neißeschotter gebildet. Diese Schotter, die durch ihren hohen Verwitterungsgrad auffallen (hohle Gerölle, Gerölle mit Eindrücken und Verkittung durch Kieselsäure sind anzutreffen), haben bisher kein Geröll geliefert, das nordischer Herkunft sein könnte. Daraus muß der Schluß gezogen werden, daß zur Zeit ihrer Entstehung noch kein nordisches Eis das Gebiet erreicht hatte, sie sind mithin im Sinne von Soergel (22) präglazial. Da in dem Profil dieser Aufschlüsse die ältere

---

rungen wurde schon hingewiesen, außerdem laufen Ober- und Unterkante der Neißeschotterterrasse ohne jeden Gefällsknick und mit einem der heutigen Flußaue entsprechenden Gefälle aus dem Gebirge über Wartha, Dürrhartha, Camenz nach Baitzen. Dies dürfte in einem Stausee wohl ausgeschlossen sein. Schon Leppla hat sich gegen die Auffassung von Friedrich ausgesprochen (17).

Vereisung nicht sicher vertreten ist, ist es leider nicht möglich, die Schotter sicher in das Gliederungsschema einzuordnen. An ihrer Grenze zu den Sanden der jüngeren Vereisung tritt eine wenige Zentimeter starke Lage eines fetten Tones auf, der dem von Alt-Altmannsdorf gleicht. Aber ob sie an Ort und Stelle sedimentiert ist, oder ob sie vielleicht durch transgredierendes Eis aufgewalzt wurde, darüber läßt sich keine Gewißheit erlangen. Wie dem auch sei, eine Abänderung des Gliederungsschemas wird dadurch nicht hervorgerufen. Der Ton könnte direkt im Anschluß an die Schotterbildung abgelagert sein — dann würden Schotter, grauer Stauton und grauer Geschiebemergel gemeinsam zu einer Vereisung gehören —, wogegen der hohe Verwitterungsgrad der Schotter und die Frische der Tonlage spricht. Der Ton könnte auch durch das transgredierende ältere Eis hergebracht und auf die bereits verwitterten Schotter aufgetragen worden sein, dann würden diese einer noch älteren kalten Klimaphase angehören. Hiergegen spricht aber eine eigenartige rollenförmige Einquetschung des Tones in die hangenden Sande. Schließlich könnten Ton und hangende Sande eine einheitliche Bildung darstellen, dann wäre wieder die Einquetschung unerklärlich. Aber auch in diesem Fall würde das Schema, das sich aus den Camenzer Diluvialablagerungen für die Gliederung der Eiszeit ergibt, in keiner Weise modifiziert:

Junge Neißeschotterterrasse	Sedimentation	Letzte Eiszeit
Erosionsdiskordanz	Abtragung	Interglazial
Geschiebemergel Stausedimente Sander	Eisrandlage	Zweite Vereisung
Diskordanz	Abtragung	Interglazial
Grauer Geschiebemergel Grauer Bänderton und Feinsand	Eistransgression über Stausee	Ältere Vereisung
Alte Neißeschotter	Aufschotterung	Evtl. noch ältere kalte Phase oder zur älteren Vereisung gehörig

Die Eisrandlage von Camenz und die Laufverlegung der Neiße.

Schon 1913 hat K. Olbricht (19) in einer kleinen Arbeit die Vermutung ausgesprochen, daß die höchst eigentümliche Abbiegung des

Neißelaufs nach Osten zwischen Wartha und Stadt Neiße durch eine Eisrandlage erklärt werden kann, ohne aber nähere Gründe anzugeben Er bringt mit dieser Randlage einen Höhenzug in Verbindung, der sich zwischen Ottmachau und Brieg erstreckt und den er als Endmoräne der Rißeiszeit ansieht.

Unsere Untersuchungen haben nun in der Tat eine Eisrandlage bei Camenz wahrscheinlich gemacht, die vorläufig als zur Rißeiszeit gehörig bezeichnet werden kann, und es muß kurz die Frage erörtert werden, in welchem Grade die in weiterem Umkreis gemachten Beobachtungen damit übereinstimmen.

Es hat sich bei Camenz eine Trennung zweier Geschiebemergelbänke ergeben, die auch sonst in Schlesien, wenngleich selten mit Sicherheit, aufgefunden worden ist. Vor allem sind da einige Vorkommen erwähnenswert, die etwa 45 km nordwestlich von Camenz liegen und wo zwei verschiedene Geschiebemergel von größerer Mächtigkeit übereinander anzutreffen sind. In der Nähe von Schweidnitz, Reichenbach und Freiburg und ferner mitten im Eulengebirge bei Kynau liegt unter dem normalen jüngeren Geschiebemergel ein schwärzlichgrauer, mehr toniger, der reich an Beimengungen von Lignit ist. Auch fette Bändertone und Feinsande sind vorhanden (vgl. hierzu Cramer in Erläut. zu Blatt Schweidnitz und Finckh in Erläut. zu Blatt Charlottenbrunn). Die Ähnlichkeit mit dem Camenzer älteren Geschiebemergel ist auffallend. Der jüngere Geschiebemergel ist in nicht sehr mächtiger Decke im Flachland des Blattes Schweidnitz weit verbreitet und ist auch über dem älteren Mergel im Gebirge in der Ziegelei Kynau aufgeschlossen. Er ist an seiner bräunlichgrauen Farbe und seiner sandigen Beschaffenheit von dem älteren gut unterscheidbar.

Hieraus geht hervor, daß die jüngere Vereisung, die bei Camenz bereits vor dem Gebirge ihre Randbildungen aufgeschüttet hat, in den nördlicher gelegenen Teil der Sudeten teilweise eingedrungen ist. Der Eisrand der Rißvereisung hätte also im Norden noch innerhalb der Sudeten gelegen, bei Frankenstein und Camenz aber wäre er aus dem Gebirge herausgetreten, um in östlicher Richtung weiter zu verlaufen. Damit wäre der Neiße der Austritt aus dem Gebirge zwar nicht verwehrt gewesen, sie stieß aber wenige Kilometer vor dem Gebirgsrand auf die Grenze des nordischen Eises und war gezwungen, an dieser entlang nach Osten zu fließen. Auch nach Rückzug des Eises war dem Fluß durch die glazialen Ablagerungen der direkte Weg nach Norden verwehrt, und er hat seitdem die Ostrichtung beibehalten. Während der Würmeiszeit erreichte das Eis das Camenzer Gebiet nicht mehr. Eine Umgestaltung des Reliefs außer durch fluviatile Erosion und flächenhafte Abtragung trat nicht ein. Heute ist der mittlerweile wieder tiefer ein-

gesenkten Neiße der Ablauf nach Norden nicht nur durch glaziale Sedimente, sondern auch durch einen Glimmerschieferrücken versperrt, der von Baitzen über Camenz in der Richtung nach Frankenstein zieht. Wie stark aber ihr Bestreben, direkt nach Norden abzufließen, ist, dafür liegt vielleicht ein Anzeichen in dem auffallend weiten Übergreifen letztglazialer Neißeschotter über das Camenzer Glazial vor. Die Frage, welchen Lauf der Fluß vor der Rißvereisung genommen hat, kann nach dem bisherigen Stand der Untersuchungen noch nicht entschieden werden. Das Vorkommen der alten Neißeschotter am Bahnhof Camenz unter den diluvialen Kiesen in einer Höhenlage (ca. 256 m), die angesichts des Glimmerschieferriegels eine gerade Verbindung mit der Neiße ausschließt, legt den Gedanken an eine erfolgte Laufverlegung nahe. Da aber kleine tektonische Bewegungen die Höhenlage verändert haben könnten, muß die Entscheidung vertagt werden, bis die Untersuchungen weiter fortgeschritten sind.

Daß im Jungtertiär die Neiße noch bei Münsterberg floß, ist, wie oben näher ausgeführt, durch die Schotteranalyse sichergestellt worden. Eine Verlegung nach Osten hat also auf alle Fälle stattgefunden, nur kann der genaue Zeitpunkt vorläufig nicht festgelegt werden.

Eine Möglichkeit, diese Frage zu lösen, besteht an der Stelle, wo die Neiße bei Baitzen den Glimmerschieferriegel durchbricht. Dieser muß nach der Laufverlegung von oben her durchsägt worden sein und seine Terrassen — es sind nur wenige — werden zweifellos eine Altersbestimmung gestatten.

Die jungdiluviale Unterterrasse der Neiße im Vorland.

Die jüngste eiszeitliche Bildung im Bereich des Vorlands des Warthaer Gebirges ist die schon mehrfach erwähnte Neißeschotterterrasse, die fortan der Einfachheit halber als Unterterrasse bezeichnet wird. Die in dem Abschnitt über die klimatischen Verhältnisse während der Aufschotterung als Beispiel eines eiszeitlichen Schotters angeführte Probe ist ihr entnommen, und ihr glaziales Alter dürfte danach als gesichert gelten können. Die Oberkante der Terrasse liegt reichlich 20 m über der heutigen Neißeaue, sie hat das gleiche Gefälle wie diese und rahmt auf weite Strecken den großen Kessel ein, den sich die postglaziale Neiße zwischen Wartha, Dürrhartha und Camenz ausgewaschen hat. An vielen Stellen wird indes der Steilrand bereits von den Stauseeablagerungen gebildet, hier sind die Schotter schon wieder gänzlich vom Flusse beseitigt worden. Bei Dürrharta und Camenz jedoch bildet die Terrasse noch auf mehr als 6 km Länge die Wand des

Beckens. Auch das rechte Ufer ist von Schottern eingerahmt, nur ist nicht immer mit Gewißheit zu entscheiden, ob nicht schon ältere, ursprünglich tiefer im Hang befindliche Schotterreste angeschnitten sind.

Die Auflagerungsfläche der Schotter wird hier im Vorland nicht mehr vom Fels gebildet. Sie ist weniger gut als die Oberkante aufgeschlossen, außer bei Camenz und Dürrhartha; dort liegt sie in 8 m Höhe über der Aue auf weite Strecken bloß. Das Liegende sind an dieser Stelle die weißen, vermutlich jungtertiären Schotter, die ebenfalls oben im Abschnitt über die klimatischen Verhältnisse der Schotterbildung bereits besprochen worden sind.

Die oberen Lagen der sonst groben, auch nordisches Material führenden, eisengebräunten Schotter sind sandiger. Den Abschluß nach oben bildet eine etwa 1 m starke Lage von Auelehm, dessen Erhaltung uns zeigt, daß die Abtragung seit der Aufschotterung nicht sehr stark gewesen sein kann.

Nach allem gewinnt man den Eindruck, daß vor Beginn der Aufschotterung dieser Terrasse ein ganz ähnliches Becken bestanden hat wie heute; und auch der Stausee der Rißeiszeit hat ein solches Becken zur Voraussetzung. In kalten Klimaphasen wurde dieses jedesmal völlig mit Sedimenten zugefüllt, die in der folgenden wärmeren und feuchteren Periode im großen ganzen wieder ausgeräumt wurden. Die Folge ist, daß heute die verschieden alten Ablagerungen in komplizierter Weise ineinander geschachtelt sind, etwa wie es die beigegebene Reihe schematischer Profile veranschaulicht.

Von den Hängen des Gebirges bei Johnsbach, besonders aber vom Warthaer Rosenkranzberg herab, sind mächtige Schuttströme, die vorwiegend aus eckigem Kulmmaterial bestehen, während der Aufschotterung auf die Terrasse geflossen. Teils wurden sie vom Fluß noch verarbeitet, mit dem Nachlassen der Transportkraft blieben sie in zunehmendem Maße liegen, so daß an diesen Stellen anstatt des Auemergels die oberen Schichten der Schotter mit Kulmschutt zugedeckt sind.

So ergibt sich ein ziemlich klares Bild der Verhältnisse an der Austrittsstelle der Neiße aus dem Gebirge während des Höhepunktes der letzten Eiszeit. Die intensive Frostverwitterung lieferte enorme Mengen groben Schuttmaterials, die innerhalb des Gebirges in ausgedehnten Halden von beiden Seiten her das Tal erfüllten. Draußen im Vorland dehnte sich eine riesige Schotterebene aus, teils vom Gebirge her ebenfalls mit Schutt überzogen, größtenteils aber mit sandigen und lehmigen Absätzen bedeckt, über die der wasserarme Fluß vielfach verzweigt und oft seinen Lauf verlegend hinwegfloß. Es muß — natürlich in entsprechend vergrößertem Maßstabe — ein ähnlicher Anblick ge-

wesen sein, wie man ihn heute an manchen hochalpinen Flüssen oberhalb der Baumgrenze haben kann, die aus einem engen Tal plötzlich in ein weites, ausgedehntes Schotterbecken treten.

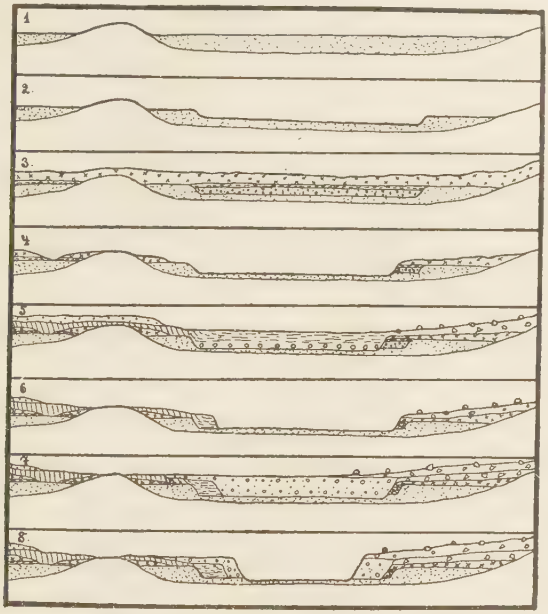


Fig. 9. Vereinfachtes Schema der Entwicklung des Camenzer Neißebeckens. Schnitt von Osten nach Westen. 1. Jungtertiäre Aufschotterung. Links Glimmerschieferriegel von Camenz, rechts Anstieg des Sudetengebirges. 2. Präglaziale Erosion des Neißetals. 3. Ältere Vereisung. Neißeschotter füllen das Becken, darüber, wie auch hinter dem Camenzer Riegel bilden sich Bändertone, dann transgrediert das Eis und hinterläßt den älteren Geschiebemergel. 4. Interglazial. In feuchterem Klima neue Ausräumung des Beckens durch die Neiße, Abtragung der glazialen Sedimente. 5. Jüngere Vereisung, Eisrandlage bei Camenz. Über glazialen Vorschüttungssanden liegt der Geschiebemergel. Das Becken wird von Neißeschottern und darüber von gemischten Feinsanden und Tonen ausgefüllt. Vom Gebirge fließen flächenhafte Schuttströme in das Becken. 6. Interglazial. Neue Ausräumung des Beckens und Abtragung. 7. Letzte Eiszeit. Das Eis erreicht das Gebiet nicht, daher nur Aufschotterung im Becken und Bildung mächtiger Schuttströme vom Gebirge her. 8. Jetztzeit. Neue Erosion des Neißebeckens und weitere Abtragung.

Am Warthaer Rosenkranzberg sieht man, daß die Aufschotterung über zwei höhere Felskanten, die älteren Erosionsstillständen ent-

sprechen und deren Schotterdecken teilweise interglazialer Erosion zum Opfer gefallen sind, hinweggegriffen hat (12 und 16 m über der Aue). Diese mögen auch im Vorland unter den Sedimenten begraben sein. Alle höheren Unterkanten hingegen — und deren sind am Rosenkranzberg drei in 24, 35 und 55 m über der Aue erhalten — laufen flußabwärts frei in die Luft hinaus. Es ist ausgeschlossen, daß sie dort jemals in

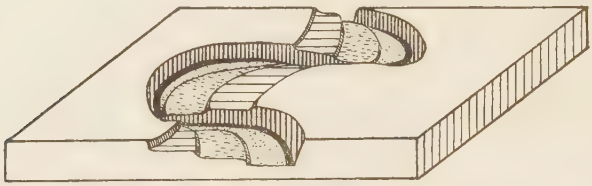


Fig. 10. Schema eines Flußmäanders im Warthaer Durchbruch.

dieser Höhe ein Widerlager besessen haben, vielmehr muß ihre Fortsetzung ebenfalls unter den jüngeren Ablagerungen des flachen Vorlandes begraben sein. Es ist keine andere Erklärung hierfür möglich, als daß eine Hebung des Gebirges am Sudetenrandbruch diese alten Erosionsstufen in die jetzige hohe Lage gebracht hat.

Bevor wir aber den Verlauf dieser Terrassen weiter ins Innere des Gebirges zurückverfolgen, empfiehlt es sich, an Hand allgemeiner Betrachtungen über den Flußlauf im Durchbruch und die Verhältnisse im Glatzer Kessel weitere Beweise für die Hebung zu suchen.

Mäanderbildung im Warthaer Engpaß.

Steilufer, an denen mehrere Terrassenfelskanten treppenartig übereinander sichtbar werden, sind regelmäßig an den Prallhängen der Mäander anzutreffen, und zwar stets an dem flußabwärts gelegenen Teil der Biegung. Der obere Teil der Außenseite eines Mäanders zeigt dagegen meist auf große Erstreckung eine ununterbrochen hinziehende Felskante. Die Figur 10 zeigt die Verhältnisse besser, als sie durch Worte erklärbar sind.

Die Innenflanken der Mäander weisen dagegen eine breite, junge Talaue auf, die sich an eine meist niedrige Terrassenkante anlehnt, die ebenfalls auf große Strecken ununterbrochen hinzieht.

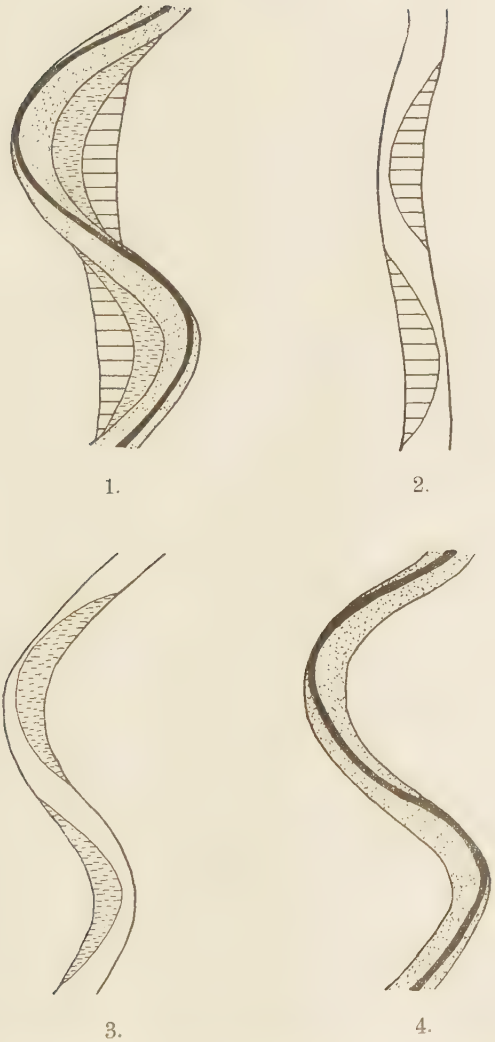


Fig. 11. Rekonstruktion des alten Tallaufs aus den Terrassen. 1. Lage der Terrassen zum Fluß. 2. Verlauf des älteren Tals nach der Lage der Terrassenreste. 3. Verlauf des mittleren, 4. des jüngsten Tales.

Es ist klar, daß die Felstreppen im unteren Teil der Prallhänge Querschnitte durch das Terrassenprofil darstellen, die der Fluß durch Erosion freigelegt hat. Die stärkste Kraft entwickelt der Fluß nämlich nicht an der ganzen Außenseite eines Bogens, sondern an seiner Vorderseite, denn es tritt die durch das Gefälle hervorgerufene Stoßkraft als eine flußabwärts gerichtete Komponente hinzu. Sie bedingt ein dauerndes Abwärtswandern der Mäander, das sich in weichen Sedimenten sehr schnell vollzieht und von einer Aufschüttung am Gleithang gefolgt ist. Im festen Gestein des Gebirges erreicht diese Abwärtswanderung nur geringe Beträge und äußert sich in der Anschneidung der flußabwärts liegenden nächsten Gleitsporne.

Die hierdurch geschaffenen natürlichen Aufschlüsse geben uns ein Mittel in die Hand, die Form der Talaue und die Größe der Mäander für jede Terrasse genau zu bestimmen. Die rezente Talaue macht die stärksten Windungen, die Talböden der jüngeren Terrassen schon schwächere, und zur Zeit, als die höheren Terrassen die Talsohle bildeten, können die Krümmungen des Flusses nur von geringem Ausmaß gewesen sein (Fig. 11). Während der Eintiefung des Flusses haben sich die Mäander also dauernd vergrößert.

Diese an sich recht selbstverständliche Erscheinung, die auch in der Literatur schon mehrfach erwähnt worden ist (16), liefert uns einen wichtigen Beitrag zur Geschichte des Abschnittes des Neißelaufes zwischen Glatz und Wartha.

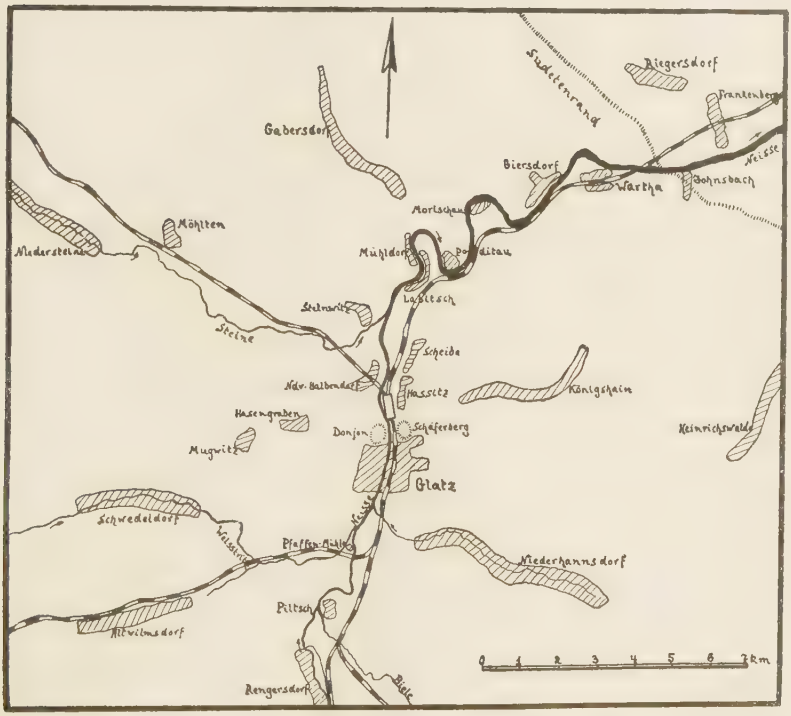
Die Neiße bildet weder oberhalb Glatz noch unterhalb Wartha größere Mäander. Nur die Strecke, auf der das Warthaer Kulmgrauwackengebirge durchbrochen wird, zeigt eine regelmäßige Schlingenbildung (siehe Übersichtskarte).

Daß die Ursache hierfür lediglich in den Härteverhältnissen des Gesteins zu suchen ist, ist unwahrscheinlich. Die Grauwacken sind mit Silur verschuppt, welches aus weichen Tonschiefern und harten Kieselschiefern besteht. Letztere sind aber stark zerklüftet.

Zwar folgen die Schenkel der Mäander heute dem Streichen in weitgehendem Maße. Da der Fluß aber früher mehr geradlinig seinen Lauf nahm, können die Schlingen nicht durch Härteunterschiede hervorgerufen sein. Die Ursache, die zu ihrer Bildung führte, war eben eine andere, und erst sekundär paßte sich der Fluß den Strukturverhältnissen an.

Jeder Fluß hat nun eine mehr oder weniger starke Tendenz zur Bildung von Schlingen. Schon geringe Abweichungen seines Laufes von der Geraden rufen zentrifugale Kräfte hervor, die sich, einmal vorhanden, dauernd bis zu einem Maximum verstärken, um dann wieder beständig abzunehmen (Rudzki 20). Je stärker aber das Gefälle eines

Flusses ist, um so stärker ist die gerade flußabwärts gerichtete Kraftkomponente, die die zentrifugale Komponente in die Richtung des allgemeinen Flußgefälles ablenkt. Es ist daher klar, daß bei genügend starkem Gefälle ein Fluß gar keine Schlingen mehr bilden kann, wie



Karte 3. Übersichtskarte über das Zentrum des Glatzer Kessels und den Warthaer Durchbruch.

es im Oberlauf regelmäßig der Fall ist. Starke Mäanderbildung tritt darum meist in den Gebieten auf, in denen das Gefälle des Flusses schon sehr gering geworden ist[1]).

[1]) In gleicher Weise wie eine Verminderung des Gefälles die Zentrifugalkraft stärker zur Geltung kommen läßt, führt eine Abnahme der Wassermenge zur Mäanderbildung, da auch in diesem Falle die flußabwärts gerichtete Komponente geschwächt wird.

Die oben dargestellte Lage der Terrassenreste im Warthaer Paß zeigt, daß die eingesenkten Mäander der Neiße sich dauernd vergrößert haben. Dies scheint nach dem eben Gesagten darauf hin zu deuten, daß auf dieser Strecke dauernd eine gefällsmindernde Kraft der flußabwärts gerichteten Stoßkraft des erodierenden Flusses entgegenwirkte, so daß die zentrifugalen Kräfte zur Entwicklung kommen konnten. Es ist naheliegend, diese Kraft in der tektonischen Hebung des Grauwackengebirges zu suchen, die wahrscheinlich sogar mit einer Kippung

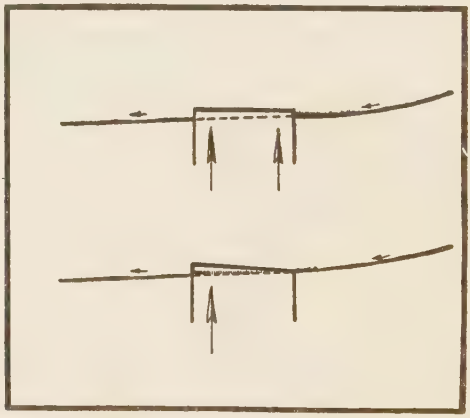


Fig. 12. Stauwirkung einer sich hebenden Gebirgsscholle auf den Fluß. Oben: Bei gleichseitiger Hebung Stauung oberhalb des Blockes. Unten: Bei einseitiger Kippung Stauung vorwiegend innerhalb des Blockes.

verbunden war, die die äußeren Teile des Gebirges am Sudetenrandbruch stärker emporhob als die inneren in der Labitscher Gegend. Wird nämlich ein Gebirgsblock gleichmäßig gehoben (Fig. 12 a), so tritt die Stauwirkung oberhalb des sich hebenden Blockes ein. Findet aber eine Kippung statt (Fig. 12 b), so liegt die Stelle stärkster Gefällsminderung am unteren Ende des gekippten Blockes, so daß sich die Stauwirkung bis dorthin erstreckt. In diesem Falle bilden sich Mäander innerhalb des gekippten Blockes, im anderen oberhalb. Danach dürfen wir mit einer Kippung des Grauwackengebirges rechnen.

So geben uns die Mäander im Warthaer Engpaß einen weiteren Hinweis auf starke diluviale Bewegungen am Sudetenrandbruch und

gestatten sogar eine bestimmte Vermutung über die Art dieser Bewegungen. Endgültiges hierüber wird sich jedoch erst nach eingehender Untersuchung des Terrassenprofils aussagen lassen.

Die Sedimente des Glatzer Kessels und ihre Beziehung zur Tektonik.

Die Sedimente der Flüsse und des nordischen Eises zeigen im Glatzer Kessel ganz ähnliche Verhältnisse wie im Vorland der Sudeten. Hier wie dort finden wir eine weitgehende Einschachtelung der jüngeren Sedimente in die älteren, und während des ganzen Diluviums scheint das flache Relief geherrscht zu haben, das wir auch heute noch antreffen.

Eine wesentliche Tiefenerosion scheint daher im Glatzer Kessel nicht stattgefunden zu haben, wenigstens ist ihr Effekt durch Aufschotterung stets wieder ausgeglichen worden. Diese von denen des Grauwackengebirges völlig abweichenden Verhältnisse müssen in einer andersartigen Entwicklung begründet sein.

Im Vorland fanden wir die diluvialen Schotter der Unterterrasse den vermutlich pliocänen weißen Kiesen von Camenz aufgelagert und an die Bildungen des nordischen Glazials angelehnt. Genau so erscheint bei Glatz als Liegendes der Unterterrasse ein weißer Schotter, der petrographisch dem Camenzer sehr ähnlich ist, und in fast gleicher Höhe besteht das anschließende Plateau des Hasengrabens aus Geschiebemergel. Auch die relativen Höhenlagen stimmen auf das genaueste überein. Die Grenze der weißen und braunen Schotter liegt bei Camenz ca. 8 m über der Aue, und letztere lehnen sich an die Ablagerungen des nordischen Glazials an, das fast genau in gleicher Höhe liegt. In der Kiesgrube von Nieder-Halbendorf bei Glatz werden die weißen Schotter in einer Höhe von ca. 7 m über der Aue von denen der Unterterrasse überlagert, und auch hier lehnen sich diese an nordisch glaziale Sedimente, nämlich den Geschiebemergel des Hasengraben-Plateaus, der mehr als 25 m mächtig ist und damit gerade in das Niveau der Unterterrasse hinabreicht (300 m) [1]).

---

[1]) Die von Dathe (3) vermutete Überlagerung der Schotter durch den Geschiebemergel ist schon aus diesem Grunde unwahrscheinlich. Die oberen Schichten der Schotter liegen höher als das tiefste bisher bekannte Vorkommen von Geschiebemergel.

Diese Verhältnisse lassen erkennen, daß die Geschichte des Glatzer Kessels mutatis mutandis der des Vorlandes ähnlich ist, daß aber die des Grauwackengebirges mit seinen hohen Terrassen gänzlich abweicht.

Nachdem für das Warthaer Gebirge eine starke diluviale Hebung nachgewiesen ist, bleibt das Verhalten des Glatzer Kessels während dieser Zeit kurz zu erörtern.

Die erste Möglichkeit wäre die, daß der Glatzer Kessel ebenfalls eine Hebung relativ zum Vorland erfahren hat. Immerhin ist von vornherein wahrscheinlich, daß eine solche weit geringer sein müßte als die des Warthaer Gebirges, denn sonst wäre das Fehlen der starken Erosionsformen des letzteren im Kessel nicht gut verständlich. Eine Hebung des Oberlaufsgebietes eines Flusses führt aber stets zu einer starken rückschreitenden Erosion. Es müßten also Terrassen anzutreffen sein, die eine solche beweisen. Terrassen sind bei Glatz zwar vorhanden, doch können sie nicht im Sinne einer andauernden Tiefenerosion gedeutet werden, wie sie im Warthaer Durchbruch stattgefunden hat. Für höhere Terrassen fehlen in dem flachen Kesselland überhaupt die Möglichkeiten einer Ausbildung. Nur die jüngeren Dilu-vialterrassen scheinen sich ähnlich denen des Durchbruchs entwickelt zu haben.

Eine durch Hebung des Kesselgebietes im Verhältnis zum Vorland hervorgerufene rückwärts schreitende Erosion müßte die ausgedehnten Sedimentflächen in weitgehendem Maße zerstören. Die Beobachtungstatsachen sprechen aber in keiner Weise dafür, so daß eine stärkere Hebung wohl kaum angenommen werden darf (vgl. Soergel 23 S. 350 ff.).

Die zweite Möglichkeit wär eine Senkung des Kessels in bezug auf das Vorland. Eine solche würde zu starker andauernder Sedimentierung geführt haben, und es müßten die älteren Sedimente von den jüngeren überlagert sein. Auch dies ist, wie die Untersuchungen gezeigt haben, nicht der Fall. Daß eine Aufschotterung im Kessel stattgefunden hat, hat teils klimatische Ursachen, teils beruht es aber auch auf der Hebung des Grauwackengebirges, das jedoch bei seiner geringen Breite von der rückwärts schreitenden Erosion schnell durchsägt wurde, so daß die wirksame Erosionsbasis für den Glatzer Kessel stets das Vorland blieb.

Da auch eine dauernde Senkung des Kessels in bezug auf das Vorland wenig Wahrscheinlichkeit für sich hat, bleibt als letzte Möglichkeit die Annahme, daß die relative Höhenlage beider Gebiete im allgemeinen die gleiche geblieben ist. Hiermit stehen die Beobachtungen im besten Einklang. Die Einschachtelung der weißen Schotter, des Geschiebemergels und der jungen braunen Schotter, also ganz verschieden alter Sedimente, läßt nur die Deutung zu, daß die Flüsse des

Gebietes ständig etwa die gleiche Höhenlage beibehielten und damit das Relief nicht wesentlich geändert wurde. Natürlich muß angenommen werden, daß zwischen Kessel und Vorland nicht dauernde absolute Ruhe geherrscht hat; Bewegungen von geringerem Ausmaß haben sicher stattgefunden, doch können sie sich mit denen des Grauwackengebirges nicht messen.

Die Höhendifferenz zwischen den Sedimenten des Vorlandes bei Camenz und denen des Kessels bei Nieder-Halbendorf beträgt 30 m, die der entsprechenden Punkte der rezenten Talaue genau das gleiche. Somit entspricht das Gefälle der Unterterrasse, der weißen Schotter und auch der glazialen Ablagerungen völlig dem des rezenten Flusses. Änderungen scheinen nicht stattgefunden zu haben, oder sie sind wieder kompensiert worden. Auch diese Tatsache spricht sehr dafür, daß Glatzer Kessel und Vorland ihre relative Höhenlage während des Diluviums nicht erheblich verändert haben.

Wenn nun das Vorland und der Glatzer Kessel im allgemeinen ihre Höhenlage während der Eiszeit beibehalten haben und nur das Grauwackengebirge längs des Sudetenrandbruchs eine Hebung erfuhr, so erhebt sich die Frage nach der Grenze des gehobenen Gebietes gegen das Kesselland. Eine solche Grenze ist morphologisch deutlich ausgebildet in der Gegend von Labitsch und Mühldorf, wo die hohen Bergformen plötzlich von großen tief gelegenen ebenen Flächen abgelöst werden. Von hier zieht sich der Gebirgsrand nach Westen an der Steine entlang weiter, während er im Osten verschwindet. Diesem morphologischen Rand entspricht nun in der Tat eine Verwerfung, die in der Gegend von Labitsch allmählich ausklingt. Wenn an dieser die von uns angenommenen jungen Bewegungen stattgefunden haben, so würde ihre durch das Ausklingen bedingte geringere Sprunghöhe die oben aus der Mäanderbildung abgeleitete Kippung des Grauwackengebirges voll bestätigen.

Die auffallendste Erscheinung im Glatzer Kessel ist der Neißedurchbruch zwischen Donjon und Schäferberg. Betrachtet man von weitem das Profil dieser Stelle (Fig. 13), so fällt auf, daß die westlich sich anschließende Hochfläche des Hasengrabens niedriger ist als die Kuppe des Donjon. Dieser Zustand kann zur Zeit, als die Neiße den Berg zu durchschneiden begann, noch nicht bestanden haben, denn sonst hätte der Fluß natürlich den tiefer liegenden, bequemen Weg durch den weichen Geschiebemergel eingeschlagen. Für eine tektonische Heraushebung des Riegels, so daß der Fluß antezedent wäre, liegen keine Anhaltspunkte vor. Es ist aber sehr wahrscheinlich, daß der Durchbruch erst nach der Vereisung des Glatzer Kessels erfolgte und seine

Entstehung eine epigenetische ist. Vor dieser umfloß die Neiße den Donjonberg im Westen, worüber uns zwei Bohrungen auf der Hochfläche westlich Glatz Aufschluß geben.

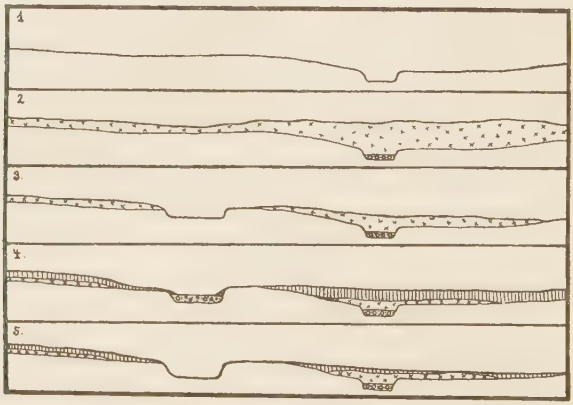


Fig. 13. Schema der Entstehung des Donjondurchbruchs bei Glatz. Links Osten, rechts Westen. 1. Altes, präglaziales Neißetal westlich des späteren Donjonberges. 2. Vereisung: Aufschotterung und Bedeckung mit mächtigem Geschiebemergel. 3. Interglazial: Einschneidung des neuen Neißetals an andrer Stelle, Abtragung des Geschiebemergels. 4. Letzte Eiszeit: Aufschotterung und Lößbildung. 5. Jetztzeit: Neue Erosion, weitere Abtragung. Die alte präglaziale Talsenke macht sich morphologisch wieder bemerkbar, zwischen ihr und dem jungen Durchbruch liegt der Donjonberg.

Dathe (3) teilt eine Bohrung im Gute Mügwitz mit, die in 340 m Höhe angesetzt wurde und folgendes Profil ergab:

0—6 m geschiebefreier Lehm (vermutlich Lößlehm),
6—29 m grauer, lignitführender Geschiebemergel,
29,0—29,6 m Bänderton,
29,6—29,9 m Flußkiese,
bei 31 m Geschiebemergel.

Unter einem 23 m mächtigen Geschiebemergel liegt als Bildung des herannahenden Eises ein Bänderton, der seinerseits Flußkiese eindeckt, die nur Gerölle westlicher und südlicher Herkunft führen. Ob sie der Neiße oder der Weistritz angehören, kann nicht entschieden

werden; das Vorkommen von Flußablagerungen unter dem Geschiebemergel mitten in dem jetzigen Plateau, das den Donjonberg im Westen umrahmt, spricht im stärksten Maße dafür, daß die Entwässerung vor der Kesselvereisung westlich um den Donjonberg herumging. Neiße, Weistritz und Steine müssen ziemlich an derselben Stelle sich vereinigt haben.

Das Vorkommen von Geschiebemergel unter der Kiesbank muß, da Dathe keine näheren Angaben macht, während alle anderen Schichten sehr genau behandelt sind, noch bezweifelt werden.

Die zweite Bohrung steht in der Ziegelei am Hasengraben unweit Mügwitz in 324 m Meereshöhe. Sie hat in 27 m Tiefe das Liegende des Geschiebemergels noch nicht erreicht. In einer Höhe von 297 m kann hier also sehr wohl das alte Neißetal gelegen haben, während die Höhe des Donjonberges 368 m und die der rezenten Aue bei Glatz etwas über 280 m beträgt. Der Geschiebemergel der Vereisung verschloß dieses Tal völlig, und als das Entwässerungssystem sich nach dem Abschmelzen des Eises wieder zu entwickeln begann, floß die Neiße an anderer Stelle über den unter Sedimenten bedeckten Riegel ab, um bei zunehmender Tiefenerosion sich in diesen einzuschneiden. Spätere Abtragung hat dann das Geschiebemergelplateau erniedrigt, so daß es heute eine geringere Höhe hat als der von der Neiße durchbrochene Riegel.

Danach müssen alle in dem Glatzer Durchbruch ausgebildeten Terrassen jünger sein als die in den Kessel eingedrungene Vereisung. Die Beobachtungen im Warthaer Durchbruch und das aus ihnen sich ergebende Längsprofil der Terrassen (s. u.) sprechen nicht gegen diese Forderung.

Die Grundlagen der Konstruktion eines Terrassenlängsprofils.

Von den verschiedensten Seiten her wurden wir immer wieder zu der Annahme geführt, daß im Laufe des Diluviums eine intensive Hebung des Warthaer Gebirges stattgefunden hat. Aus den Sedimentationsverhältnissen des Jungtertiärs im Vorland ergab sich, daß schon damals Bewegungen am Sudetenrand stattfanden. Die Seltenheit der Kulmgerölle in den weißen Schottern von Camenz, die hohe Lage diluvialer Terrassen am Ausgang des Neißetals bei Wartha und die Lagerungsverhältnisse der Schotter im Glatzer Kessel sprechen dafür, daß die Bewegungen auch während des Eiszeitalters nicht ruhten, und nach der eigenartigen Entwicklung der Flußmäander zu schließen, darf sogar

eine kippende Hebung angenommen werden. Einen wirklichen Beweis hierfür kann uns aber erst die Entwicklung des Systems der Flußterrassen bringen.

Von gleicher Wichtigkeit sind uns die Terrassen der Neiße für die Beantwortung der Frage nach den Klimaänderungen während des Diluviums. Es ist oben genauer dargelegt worden, daß die Mehrzahl von ihnen nicht rein tektonischer Entstehung sein kann, sondern daß sie vielmehr durch kalte, trockene Klimaphasen bedingt sind.

In zwei sehr wichtigen Fragen dient also das Terrassenprofil als Beweismittel. Die Schwierigkeiten, die sich seiner Aufstellung in unserem Gebiet entgegensetzen, sind schon eingangs erwähnt worden. Das Fehlen künstlicher Aufschlüsse erschwert die Schotteruntersuchung, die Unzulänglichkeit der Meßtischblätter, auf die schon Leppla hingewiesen hat, zwingt in den meisten Fällen zu trigonometrischer Einmessung der Höhenlage der Terrassen. Die Arbeit ist darum viel langwieriger, als es in den anderen Flußgebieten der Fall ist.

Intakte Oberflächen von Schotterlagern sind im Durchbruch bisher nicht aufzufinden gewesen. Da auch aus dem Deckschichtenprofil der einzelnen Schottervorkommen sich bisher keine Anhaltspunkte für die Zugehörigkeit zu bestimmten Terrassen ergeben haben, kommt nur die Höhenlage als entscheidendes Kriterium in Frage. Aus diesem Grunde wird sich die Untersuchung des Terrassensystems im folgenden auf die Auflagerungsflächen der Schotter auf den älteren Gesteinen, die Unterkanten der Terrassen, beschränken. Die Vorkommen von Unterkanten, die auf der hier in Betracht kommenden Strecke des Neißelaufs zwischen der Bielemündung bei Piltsch und dem Glimmerschieferriegel bei Baitzen festgestellt wurden, sind in der beigegebenen Tabelle aufgeführt und in den beiden Längsprofilen eingetragen.

Möglichkeiten, diese Punkte in einem Längsprofil zu einem System von alten Talböden zu kombinieren, so daß die Terrassen in ungebrochenen Linien der Gefällskurve des rezenten Flusses mehr oder weniger parallel laufen, gibt es sehr wenige, und von diesen kommen nur zwei ernsthaft in Betracht.

Liste der an der Neiße zwischen Piltsch und Baitzen festgestellten Terrassenunterkanten.

(r = rechts, l = links des Flusses.)

Lfd. Nr.	Nr. des Aufschluss.	Ortsbezeichnung	Höhe über NN	Höhe über Aue	gehört zu Terrasse a	b	c	d	e	f
1	235	An der Bielebrücke in Piltsch r	ca. 300	4.5—5	+					
2	236	An der Chaussee am N-Ende d. Roten Berges l								
3	240	An der Straße in Quergasse, 150 m oberhalb P. 297,5 l	296,5	9,5		+				
4	233	Steilufer des Kreuzberges am Hannsdfr. Wasser r	297	11			+			
5	232	An der Bahn unterhalb der Mündung d. Hannsdorfer Wassers r	297,5	11—12			+			
6	242	Gegenüber Hbf. Glatz		4—4,5	+					
7	65	Am Haus am N-Hang des Schäferberges r	300	20					+	
8	66	Steilufer südl. Krankenstift Scheibe r	286 bis 288	7—9		+				
9	6	Große Kiesgrube Niederhalbendorf, Uk sehr randlich und ansteigend l	286,5	7,5		+				
10	52	300 m nördl. von Scheibe im Feld r	310	34						+
11	243	Steinwitz, unter der Industriebahnunterfrg. l	283	7—7,5		+				
12	245	Felskante bei km 5 der Chaussee Mühldorf l	283	8		+				
13	246	Felsnase an der Neißebrücke Labitsch r	281,5	7,5		+				
14	57	Im Tälchen beim Gasthof in Labitsch r	290	16				+		
15	247	Kirche von Labitsch r	ca. 310	36—37						+
16	59	200 m westl. vom km 6 der Mühldorfer Chaussee fragl. l	ca. 295	22					+	

Lfd. Nr.	Nr. des Auf-schluss.	Ortsbezeichnung	Höhe über NN	Höhe über Aue	gehört zu Terrasse					
					a	b	c	d	e	f
17	136	An der Mühldorfer Chaussee 250 m nördl. km 6 l	285	12			+			
18	39	Bei Gut Labitsch, wo der Weg in die Aue führt r	310	38						+
19	137	Felskante der Mühldorfer Chaussee bei km 6,5 l	287,5 bis 288	16				+		
20	138	Westseite der Spitze des Labitscher Sporns r	284,5	12,5			+			
21	140	Nordseite des Labitscher Sporns r	288	17				+		
22	71	Gegenüber 140 l	305	33						
23	72	300 m nördl. der Mdg. des Zechenbaches l	296	25					+	
24	133	Steilabsturz der Westseite des Poditauer Sporns l	312,5 bis 313	42						+
25	142	Steilkante an der Poditauer Brücke r	294,5	24,5					+	
26	143	Ostseite des Poditauer Sporns gegenüber Block Morischau l	285 bis 286	16—17				+		
27	144	Westseite Sporn Morischau, zwischen 2 Tälchen r	ca. 284	15—16				+		
28	145	Wie 144, nördl. der beiden Tälchen r	282	14			+			
29	56	Am SW-Ende von Morischau r	282	14			+			
30	132	Westseite des Giersdorfer Sporns, 300 m nördlich Fuhrt l	286	20				+		
31	149	Wie 132, 100 m nördl. der Furt l	275,5	9—9,5		+				
32	159	Wie 75, 50 m weiter nö. l	285/87	20—22				+		
33	76	Höhe des Zweigwegs von 155 l	ca. 280	16			+			
34	155	Kleine Schlucht a. d. Wegabzweigg. v. d. Chaussee, die z. Giersdorfer Ortsteil südw. d. Blocks führt l	275 bis 276	11—12		+				

Lfd. Nr.	Nr. des Aufschluss.	Ortsbezeichnung	Höhe über NN	Höhe über Aue	gehört zu Terrasse					
					a	b	c	d	e	f
35	154	An der Chaussee 200 m südl. des N-Endes von Giersdorf l	274 bis 275	12		+				
36	150	Gegenüber 154, Westseite des Haagsporns r	280,5 bis 281	17			+			
37	153	Wie 154, 100 m vom N-Ende (Wiesenhaus) l	274 bis 275	11—12		+				
38	151	Westseite des Haagsporns gegenüber N-Ende von Giersdorf r	274	12		+				
39	160	Wartha-Haag, bei Villa Helene r	285	22				+		
40	123	Gegenüb. d. Gasanstalt obh. des Tälchens Wartha l	292,5	34					+	
41	125	Wartha, oberhalb d. Grünen Rings, gegenüb. 90 l	292 bis 293	34					+	
42	90	Wie 125, Stufe d. Neubaus d. oberschl. Kapelle l	292 bis 293	34					+	
43	127	Am Seitentälchen von 123; unsicher l	343	82						
44	131	An der Brücke von Wartha zum Haag l	267,5	6,5	+					
45	121	Zwischen Bahn und Kirche Wartha l	271,5	11		+				
46	122	Ostende v. Wartha, kleine von der Bahn eingeschlossene Wiese l	277,5	17			+			
47	88	Kiesgrube am Rosenkranzberg (Bes. Batzdorf) l	315,5	55						+
48	117	Bildstock a. d. Straße am Ostende von Wartha l	284,5	24,5				+		
49	116	50—100 m östl. von 117 an der Straße l	277	17,5			+			
50	115	100 m östl. von 116	276,5	17			+			
51	78	150—200 m östl. von 115	ca. 276	17,5			+			
52	81	Bhf. W.-Frankenberg, Weg an der Nordwestseite	276,5	18,5			+			
53	82	Gleicher Weg wie 81, an der Gabelung	269	12		+				
54	249	Neißesteilufer zwischen Dürrhartha und Camenz	über 252	ca. 8,5		+				

Kombination eines Systems der Flußaue parallel laufender Terrassen.

Betrachten wir zunächst die Verhältnisse im Gebirgsanteil des Laufes, zwischen Labitsch und Wartha. An diesen beiden Orten sind Terrassenpunkte besonders zahlreich aufgeschlossen, während in dem Zwischenstück die Vorkommen etwas spärlicher sind.

Bei Labitsch finden sich Unterkanten in 8—9, 12—13, 16, 24—25 und 38 m Höhe über der heutigen Aue, die alle durch mehrere Aufschlüsse belegt sind.

Die bei Wartha, vorzüglich am Rosenkranzberg und bei Giersdorf anzutreffenden Kanten liegen in 6, 11—12, 16, 24, 35 und 55 m Höhe über der Aue. Die auffallende Ähnlichkeit mit dem Labitscher Profil legt es nahe, die Flächen gleicher Höhenlage jeweils zu einer Terrasse zu zählen. In das sich hieraus ergebende Längsprofil würden sich auch eine Anzahl der zwischen Labitsch und Wartha gelegenen Vorkommen einordnen; einige sehr sichere Kanten wie die, auf der der Südteil des Ortes Giersdorf erbaut ist, würden aber in der Höhe gerade zwischen zwei Terrassen stehen (siehe Profil). Alle Terrassen würden in diesem Falle der heutigen Flußaue im wesentlichen parallel laufen. Die 6-m-Kante von Wartha, die nur durch einen Punkt belegt ist, würde bei Labitsch fehlen oder vielleicht der dortigen 8—9-m-Kante entsprechen. Die 12-, 16- und 24-m-Terrassen ließen sich ohne Bedenken verbinden und der Warthaer 35-m-Fläche entspräche ein Punkt bei Labitsch in ca. 32 m Höhe. Die Labitscher 38-m-Kante hätte dann kein Äquivalent bei Wartha. Da sie flußabwärts deutlich ansteigt, kann sie schwerlich zu der 35-m-Kante bei Wartha gezogen werden. Auch die Warthaer 55-m-Kante würde bei Labitsch nicht vertreten sein.

Im Kessel würde eine Anzahl von Punkten in die Verlängerung dieser Terrassen fallen; so könnten die 8-m-, 12-m-, 24-m- und 35-m-Terrassen mit mehr oder weniger Sicherheit dort in einzelnen Punkten eine Fortsetzung haben. Die im Kessel deutlich ausgeprägte 4—5-m-Terrasse würde jedoch im Durchbruch gänzlich fehlen.

Setzen wir voraus, daß diese Terrassenrekonstruktion der Wirklichkeit entspricht, so würde daraus folgen, daß die Hebung bei Wartha wie bei Labitsch etwa die gleichen Beträge erreicht hat. Daß dies aus mehreren Gründen nicht wahrscheinlich ist, darauf wurde schon oben hingewiesen.

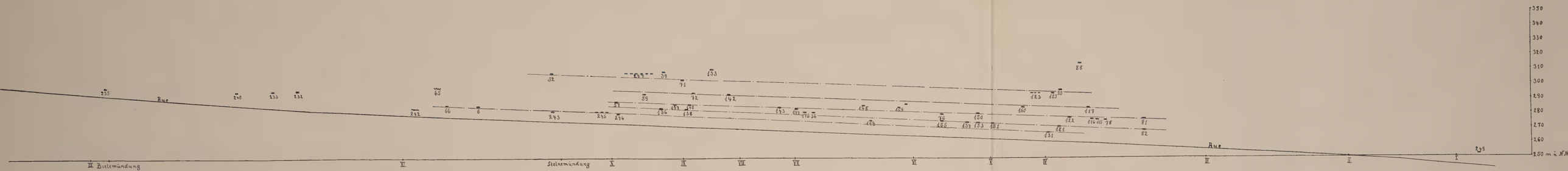


Fig. 14. Versuch der Rekonstruktion eines Längsprofils parallel laufender Neißeterrassen zwischen Piltsch und Dürrhartha. 25 fach überhöht.

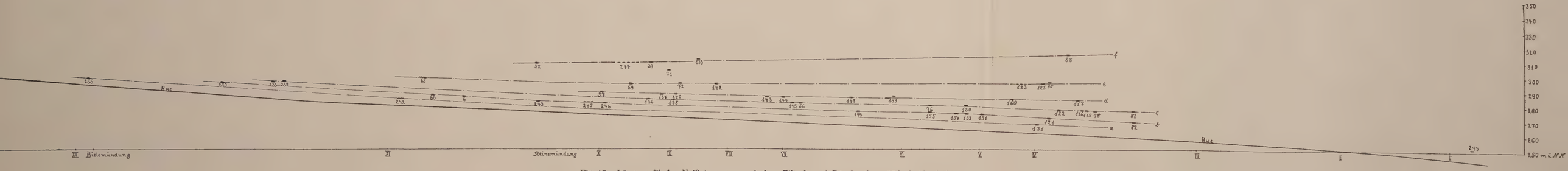


Fig. 15. Längsprofil der Neißeterrassen zwischen Piltsch und Dürrhartha. 25 fach überhöht.

Kombination eines divergierenden Systems.

Die zweite Möglichkeit, die Profile von Labitsch und Wartha zu kombinieren, besteht darin, daß man den Terrassen ein geringeres Gefälle gibt, als es heute die Aue hat, indem man jeweils eine Labitscher Unterkante mit der nächst höheren bei Wartha verbindet (siehe Profil). Dann würde gehören

die Labitscher 8—9-m-Terrasse zur Warthaer 11—12-m-Terrasse,
die Labitscher 12—13-m-Terrasse zur Warthaer 16-m-Terrasse,
die Labitscher 16-m-Terrasse zur Warthaer 24-m-Terrasse,
die Labitscher 24—25-m-Terrasse zur Warthaer 35-m-Terrasse,
die Labitscher 38-m-Terrasse zur Warthaer 55-m-Terrasse.

Wie aus dem beigegebenen Profil ersichtlich ist, gliedern sich in dem Abschnitt zwischen Labitsch und Wartha eine ganze Anzahl Punkte, die in der ersten Kombination in der Höhe zwischen zwei Terrassen liegen, zwanglos ein; nur ein einziger Punkt, der im ersten Schema einer Terrasse angehört, fällt in dem zweiten heraus (P. 71). Er gehört vielleicht zu einer Terrasse, die bei Wartha zwischen 35 und 55 m Höhe fällt, aber schon weitgehend wieder abgetragen ist, sodaß weitere ihr zugehörende Punkte bisher fehlen. Die Punkte, die auch in der ersten Kombination zu Terrassen gezogen werden konnten, weichen im divergenten Schema von der ungebrochenen Gefällskurve um geringere Beträge als im parallelen ab (nur wenige um mehr als einen Meter). Diese Differenzen beruhen lediglich darauf, daß in einem Flußbett talrandnahe Punkte allgemein etwas höher liegen als die in der Mitte des Tales; im rezenten Neißebett bei Wartha erreichen sie stellenweise sogar 2 m.

Nicht nur innerhalb des Durchbruchs ergibt das divergierende System einen fast alle Punkte einbegreifenden Verlauf der Terrassen, auch ihre Fortsetzung in den Kessel ist für die 3 unteren Terrassen bis weit oberhalb Glatz möglich. Ebenso gliedern sich dem divergierenden System die auf längere Strecken erhaltenen Stücke der höheren Terrassen (Terr. e bei Wartha und f bei Labitsch, vgl. S. 67) ohne Zwang ein, deren fehlendes bzw. rückläufiges Gefälle in dem Konstruktionsversuch mit parallelen Terrassen Schwierigkeiten machte (siehe die beigegebenen Profile).

Die Ursache der Divergenz des Terrassensystems flußabwärts ist die schon an der Mäanderbildung erkannte kippende Hebung des Grauwackengebirges, die dauernd am Sudetenrand stärker war als bei

Labitsch. Sogar das Gefälle der heutigen Aue wird im Durchbruch schwächer, um von Wartha abwärts wieder zuzunehmen, ein Zeichen dafür, daß die Bewegung auch heute noch nicht zur Ruhe gekommen ist (Tabelle 12[1]).

Tabelle 12.

Der Gefällsknick des heutigen Neißelaufs am Sudetenrandbruch.

	Gefälle der Neißeaue bei	auf 1000 m m
Kessel . . .	Weistritzmündung	3
	Glatz	2
Durchbruch .	Labitsch	1,75
	Wartha	1,75
Vorland . .	Frankenberg	2,75
	Dürrhartha	2,75

Die Unterterrasse.

Am meisten spricht aber für das divergierende Längsprofil das Verhalten der Unterterrasse.

Innerhalb des Durchbruches sind Aufschlüsse in den Schottern der Unterterrasse selten und schlecht. Es ist nicht möglich, ihre Oberfläche genau festzulegen, und um ihre Höhenlage über dem Fluß zu verfolgen, ist man darauf angewiesen, die Schotterflächen zum Teil morphologisch zu bestimmen. Selbstverständlich ist Vorsicht hierbei nötig; Abtragung an den Steilhängen, spätere Überdeckung mit Gehängeschutt und Lößüberlagerung müssen in Rechnung gestellt werden.

In der großen Kiesgrube von Niederhalbendorf bei Glatz liegt bei 298 m die Oberkante der Schotter 19 m über der Aue. Der Poditauer Sporn wird in 300—290 m von einer Schotterfläche umsäumt, die aber mit Löß überzogen ist. Die Höhe der Schotter wird also geringer als 300 m sein. Der Morischauer Sporn bildet bei 290 m eine breite Schotterfläche. Bei Giersdorf sind genauere Angaben wieder nicht möglich, erst der Haagsporn weist eine Schotterterrasse bei 285 m auf. In gleicher Höhe zieht sich eine solche ferner am Rosenkranzberg entlang, wo auch bessere Aufschlüsse vorhanden sind. Im Vorland bei Dürrhartha liegt die Oberkante weithin aufgeschlossen in 269 m Höhe 21 m über der Aue.

[1]) Hierzu mag erwähnt werden, daß alle schlesischen Erdbeben der letzten Zeit auf den Sudetenrand beschränkt waren.

Vergleicht man die aus diesen Punkten sich ergebende Kurve mit der heutigen Aue, so sieht man, daß die Schotterfläche von 19 m bei Niederhalbendorf auf 25 m bei Wartha ansteigt, während sie im Vorland wieder nur 21 m hoch liegt.

Genau das gleiche Verhalten zeigt die Unterkante dieser Aufschotterung. Dem divergierenden System entsprechend steigt sie von 8 m bei Niederhalbendorf auf 12 m bei Wartha. Bei Dürrhartha liegt sie wieder nur 8—9 m über der Aue.

Dieses übereinstimmende Verhalten der Ober- und der Unterkante der Unterterrassenschotter ist offensichtlich ein starker Beweis für den divergenten Bau des diluvialen Terrassensystems.

Zeitdauer und Ausmaß der Hebung.

Nach dem heutigen Stande der Untersuchungen sind wir daher nicht berechtigt, an der Richtigkeit der Konstruktion eines divergierenden Terrassensystems zu zweifeln. Alle Beobachtungen im Kessel, im Durchbruch und im Vorland, die in den früheren Abschnitten behandelt wurden, stehen mit ihm in vollem Einklang.

Darüber hinaus aber werden wir instand gesetzt, den Betrag und die Zeitdauer der Hebung am Sudetenrand annähernd zu bestimmen.

Der Effekt der Flußerosion ist gleich dem Höhenabstand der Oberkante von der Aue im Vorland, also 21 m; der Hebungseffekt entspricht dem Auenabstand der Aufschotterung bei Wartha (24—25 m), vermindert um den Erosionseffekt, also 3—4 m. Die gleiche Zahl ergibt natürlich die Differenz der Höhen der Unterkanten.

Im Vorland sahen wir, daß die Unterterrasse jünger ist als die letzte Vorlandvereisung. Nach dem üblichen Schema entspricht sie daher vermutlich der letzten, von Penck als Würm bezeichneten Vereisung; seitdem ist also das Gebirge um 4 m gehoben worden.

Nach der Köppen-Wegenerschen Strahlungskurve (14), deren Anwendbarkeit in der Eiszeitchronologie sich dauernd neu bestätigt, liegen die beiden Vorstöße der Würmeiszeit 70- und 115tausend Jahre zurück. Da vorläufig nicht feststeht, ob die Warthaer 6—7-m-Kante zu Würm II oder zum Bühlvorstoß gehört, kann auch die Unterterrasse nicht sicher zu einem der beiden Vorstöße gezogen werden. Wir müssen daher die Rechnung für beide Fälle durchführen. Bei Annahme von 70tausend Jahren für das Alter der Unterterrasse ergibt sich als jährlicher Hebungsbetrag 0,05 mm, bei 115tausend Jahren 0,03 mm. Im Vergleich mit der jährlichen Hebung Skandinaviens, die sich auf einige Millimeter beläuft, sind diese Zahlen nicht so groß, wie es auf den

ersten Blick scheint. Immerhin dürften die Niveauveränderungen in nicht zu langen Zeiträumen meßbar sein.

Legt man der Rechnung das Penckschе Schema zugrunde, so erhält man noch größere Werte, da hiernach die Würmeiszeit nur etwa 40—50tausend Jahre zurückliegt.

Sollten weitere Untersuchungen ergeben, daß die Unterterrasse noch dem jüngeren Rißkomplex zugehört, so würde der jährliche Hebungsbetrag nur ca. 0,02 mm erreichen.

Bei Wartha wurde nun eine noch niedrigere Unterkante angetroffen, in 6 m Höhe über der Aue. Weitere Vorkommen sind mir im Durchbruch bisher nicht bekannt; wohl aber entsprechen ihr im Kessel eine Anzahl teilweise noch nicht eingemessener Punkte in 4—4,5 m Höhe. Im Vorland am Neißesteilufer bei Johnsbach sind Schotter bis ca. 12 m über der Aue aufgeschlossen, die in ca. 4 m Höhe älteren Bildungen aufliegen. Offenbar befinden wir uns schon jenseits des Sudetenrandes und es ist möglich, daß wir hier ein Äquivalent der Warthaer 6-m-Terrasse vor uns haben.

Die Lagerung der verschieden alten Neißeschotter bei Johnsbach ist aber so kompliziert, daß noch nichts Endgültiges ausgesagt werden kann; hierüber wird in einer besonderen Arbeit berichtet werden.

Sonst scheint im Vorland diese Terrasse bereits der Erosion zum Opfer gefallen zu sein. Die Schotter, die den niedrigen Kanten bei Glatz aufliegen, erreichen nicht die Höhe der Unterterrasse, überhaupt gewinnt man den Eindruck, daß die tiefste Terrasse viel schwächer entwickelt ist als die Unterterrasse. In ihrem Vorhandensein liegt aber ein Anzeichen vor, daß das Klima seit Bildung der Unterterrasse noch einmal eine kalt-aride Phase durchgemacht hat.

Der Hebungsbetrag dieser Terrasse würde etwa 2 m betragen. Setzt man sie im Köppen-Wegenerschen Schema Würm II gleich, so ergibt sich ein jährlicher Hebungsbetrag von 0,03 mm, der gut mit dem für die Unterterrasse errechneten übereinstimmt.

Zusammenfassung der Ergebnisse zu einem Gliederungsschema.

Die Untersuchung des Terrassensystems hat den Beweis für eine intensive junge Hebung des Warthaer Gebirges gebracht und des näheren gezeigt, daß diese mit einer Kippung verbunden war, derart, daß die Bewegung am Sudetenrand stärker war als am Eingang des Kessels. Aus dem Vorhandensein der Terrassen selbst und der Beschaffenheit der Schotter ist hervorgegangen, daß in diesem Zeitraum mehrfach kalt-aride Klimaphasen mit gemäßigt-feuchten gewechselt haben.

Entsprechend den 6 bisher festgestellten Terrassen, die wir der Einfachheit halber nach beistehendem Schema mit Buchstaben bezeichnen, haben wir wahrscheinlich mit mindestens 6 kalten Phasen zu rechnen.

Höhe bei Labitsch m	Höhe bei Wartha m	Bezeichnung
(4—5 m bei Glatz)	6	a
8—9	11—12	b
12—13	16	c
16	24	d
24—25	35	e
38	55	f

Bei dem augenblicklichen Stand der Untersuchungen ist es noch nicht möglich, die Beziehungen der Vereisungen zu den einzelnen Terrassen endgültig zu klären; doch ist die Zahl der Anhaltspunkte schon ausreichend, um in großen Zügen eine Vorstellung davon zu geben.

Aus den Lagerungsverhältnissen bei Camenz ergab sich mit Gewißheit, daß die beiden untersten Terrassen a und b jedenfalls jünger als die zweite Vereisung im Vorland sind.

Die Schotter der Terrasse b gehen oben in den in der Grafschaft weit verbreiteten Löß über; ob auch die Terrasse a mit einer jüngsten Lößdecke in Verbindung steht, ist sehr fraglich. Zwei kalte Klimaphasen, von denen die zweite schwächer als die erste war, sind also noch nach der zweiten Vorlandsvereisung eingetreten, und wir dürfen sie, der üblichen Bezeichnung folgend, als Vertreter der Würmvereisung bezeichnen, die danach in zwei Vorstöße zerfällt.

Tabelle 13.

Gewichtsanalyse der Schotter auf der f-Terrasse bei Wartha (Pr. 88 u).

	> 20 mm	20—15 mm	15—10 mm	10—5 mm	5—3 mm
	%	%	%	%	%
Kulm	24,4	17,9	22,6	21,7	17,2
Porphyr	18,9	25,3	20,4	19.8	10,2
Gneise und Eruptiva	19,1	9,8	11,7	16,0	13,2
Quarz	13,5	28,6	33,4	31,5	43,8
Graphitschiefer	5,0	2,2	2,9	2,5	1,2
Kreide	2,7	2,7	1,7	0,8	—
Glazial	3,4	—	?2,9	0.6	—
Andere Gesteine	13,1	13,6	4,5	7,1	14,4

Auch der Eisrandlage im Vorland muß eine glaziale Aufschotterung entsprechen. Welche der höheren Terrassen zu ihr gehört, kann aber vorläufig noch nicht gesagt werden.

Die Ablagerungen der Mindel-Vereisung, die in den Kessel eingedrungen ist, bedecken die Flächen über den Terrassen des Warthaer Durchbruchs. Nirgends ist jedoch eine Transgression von Moräne über Schottern aufgeschlossen, die uns eine Alterseingrenzung ermöglichte.

Tabelle 14.

Gewichtsanalyse der Schotter auf der f-Terrasse bei Labitsch (Pr. 39).

	> 15 mm %	15—10 mm %	10—5 mm %	5—3 mm %
Kulm	10,6	16,3	19,4	8,9
Porphyr (+ Rotl.)	31,7	22,3	14,2	13,3
Gneise (+ Eruptiva)	36,2	30,2	37,5	43,2
Quarz	4,4	16,7	20,7	23,3
Graphitschiefer	0,8	—	3,9	2,9
Kreide	8,8	5,1	im Rest	im Rest
Siliciophitgeröll	—	—	—	0,4
Andere Gesteine	7,5	9,3	4,4	7,9

Am Warthaer Rosenkranzberg sind nun auf der Terrasse f eigenartige Kiese zu finden (P. 88), die in diesem Zusammenhang einer Erwähnung bedürfen. Die Schichtfolge wurde in einer Aufgrabung bis auf den anstehenden Fels verfolgt.

Auf einer ebenen Fläche von Kulmgrauwacke liegt eine 0,5 m mächtige, oben mehr lehmige, hellgelblichgrüne Sandschicht, in deren höherem Teil gröbere Gerölle vorhanden sind. In der Mehrzahl sind es eckige Kulmbrocken bis zu 10 cm Größe, doch auch gerundete Stücke fehlen nicht. Porphyre, Quarze und Gneise bilden den Rest. Ein kleines Geröll schien ein Siliciophit der Frankensteiner Gegend zu sein. Darüber folgt eine 0,3 m starke Schicht gröberer Gerölle, deren Zusammensetzung der eines gewöhnlichen diluvialen Neißeschotters ähnlich ist. Einige rote Gneise und ein feuersteinähnliches Geröll (möglicherweise ein Silurkieselschiefer) könnten nordischer Herkunft sein. Das Hangende bilden 2,5 m lehmige, eisenschüssige Schotter, die nur bisweilen eine Schichtung zeigen und nahe der Basis eine hellblaue Tonlinse führen, die gewissen Tertiärbildungen ähnelt. Die Zusammensetzung dieser Schotter (siehe Tabelle 13) stimmt mit der normaler diluvialer Neißeschotter überein. Es ist aber eine regelmäßige Führung von Geröllen nördlicher Herkunft vorhanden, die um etwa 3% schwankt. Am häufigsten sind Siliciophite von Frankenstein, auch Gabbrogerölle

werden eher von dort als von Neurode stammen. Eindeutige nordische Kreidefeuersteine wurden in mehreren Stücken gefunden.

Es fragt sich, was wir in dieser Bildung vor uns haben. Man könnte an eine Lokolmoräne des transgredierenden Eises denken, das in der Nähe Neißeschotter aufgenommen und, mit wenig nordischem Material vermengt, auf der alten, schon von den zugehörigen Schottern wieder befreiten Terrassenfläche abgelagert hat. Die auffallend gleichmäßige Beteiligung der Gerölle nördlicher Herkunft, die in allen Lagen annähernd unverändert ist, spricht nicht sehr dafür, andererseits wäre die blaue Tonlinse leicht erklärlich. Bei Annahme eines an Ort und Stelle abgelagerten Neißeschotters bereitet wieder das Fehlen deutlicher Schichtung und die hohe Lage glazialführender Neißekiese Schwierigkeiten. Die letzte mögliche Erklärung wäre endlich die, daß eine eiszeitliche Fließerde vorliegt. Allerdings müßten dann diluviale Neißeschotter in noch größerer Höhe angestanden haben und mit Moränenmaterial vermischt herabgeflossen sein.

Somit ist an dieser Stelle das Alter der f-Terrasse nicht bestimmbar. Sind die groben Kiese authochthon, so wäre die Terrasse in der der älteren Vereisung nach einem Interglazial folgenden kalten Periode gebildet, da die Glazialgerölle aus aufgearbeiteten nordischen Sedimenten stammen müßten. Sind aber die Schotter durch Eis an Ort und Stelle gebracht, so muß die Terrasse mindestens der zur Vereisung gehörenden kalten Phase angehören oder noch älter sein.

Einen Schritt weiter führt uns das Vorkommen von Schottern (Pr. 39) auf der Labitscher Terrasse f beim Gutshof. Ein Wegeinschnitt legt hier die unterste Zone der Kiese und ihre Unterkante bloß. Grünlichgelbe Sande, die aus dem liegenden Kulm hervorgegangen sind, werden von lehmigen Neißekiesen überlagert, in denen ein ca. 4 mm großes Geröll gefunden wurde, das einem Siliciophit äußerst ähnlich sieht. Daraufhin wurde eine weitere Probe von ca. 8000 Körnern über 3 mm nach nordischem Material durchgesehen, ohne daß ein Erfolg zu verzeichnen war. Man darf daher zweifeln, ob der kleine Siliciophit wirklich primär in den Schottern enthalten war, zumal der Labitscher Sporn weiter aufwärts eine Glazialstreuung aufweist und sich an eine Geschiebelehmfläche anlehnt. Es scheint, daß früher Geschiebelehm auch über den Schottern gelegen hat, so daß eine nachträgliche Einarbeitung einzelner Glazialgerölle in der oberen Bodenzone (der Aufschluß ist nur 1,5—2 m tief) nicht ausgeschlossen ist.

Ähnlich sind die Verhältnisse nördlich von Scheibe, wo ebenfalls die f-Terrasse anzutreffen ist (P. 52). Als Streuung auf dem Feld sind Neißeschotter nachgewiesen, wenig weiter nördlich zieht sich aber Geschiebelehm an Stelle der Schotter hinab bis auf die tiefere Terrasse.

Nach dieser Beobachtung sind wir zu der Annahme berechtigt, daß die Vereisung die Schotter der f-Terrasse bereits angetroffen hat; diese muß also gleich alt oder älter als Mindel sein. Die noch tiefere Lage des Geschiebelehms macht ein höheres Alter wahrscheinlicher.

Zu dem gleichen Ergebnis gelangt man, wenn man die Höhenlage der Labitscher und Scheiber Vorkommen mit der Bohrung von Mügwitz vergleicht. Da hier aber tektonische Bewegungen im Spiele sein könnten, ist von einer solchen Beweisführung abgesehen.

Tabelle 15.

Die Gliederung der Eiszeit im Gebiet des Warthaer Gebirges.

Glaziale Klimaphase	Terrasse	Verhältnisse im Kessel	Verhältnisse im Vorland
VII	a	Geringe Aufschotterung, sehr geringe oder keine Lößbildung	Schwache Aufschotterung
Erosionsperiode mit gemäßigtem Klima			
VI	b	Starke Lößbildung, Aufschotterung der Unterterrasse	Starke Lößbildung und Aufschotterung der Unterterrasse
Erosionsperiode mit gemäßigtem Klima			
V	c	Aufschotterung	In diesem Zeitraum Randlage der jüngeren Vereisung
Erosionsperiode			
IV	d	Aufschotterung	
Erosionsperiode			
III	e	Aufschotterung	
Erosionsperiode			
II	?	Donjondurchbruch Kesselvereisung Aufschotterung	Älterer Geschiebemergel und Münsterberger Tonbreccie Schotter bei Johnsbach
Erosionsperiode mit gemäßigtem Klima			
I	f	Aufschotterung	? Schotter am Bhf. Camenz ?
Erosionsperiode			
Ältere Phasen?	Ältere Terrassen	?	? Ältester Geschiebemergel aus der Bohrung Altmannsdorf
Jungtertiär, feuchtes Klima		Weiße Schotter von Niederhalbendorf	Weiße Schotter von Camenz

Die Terrasse, die zur Mindelvereisung gehört, liegt also unter der f-Terrasse. Die e-Unterkante, von der Schotter mangels einwandfreier

Aufschlüsse noch nicht untersucht sind, liegt bei Labitsch 13—15 m tiefer; nur P. 71 stellt vielleicht den Rest einer Zwischenstufe dar. In diesen Hiatus wird die Mindelvereisung gehören; die Stufe e geht allem Anschein nach bereits durch den Donjon-Durchbruch hindurch (P. 65), muß also jünger als jene sein.

Damit ist die Zahl der Terrassen, die zur Riß-Vereisung gehören können, auf 3 beschränkt: c, d und e. Eine genauere Zuweisung ist vorläufig nicht möglich.

Eine Zusammenfassung dieser Tatsachen ergibt das beifolgende Schema für die Gliederung der Eiszeit in unserem Gebiet[1]).

Ein Vergleich dieser Gliederung mit den in anderen Gebieten gefundenen ist vorläufig noch verfrüht. Es ist durchaus nicht gesagt, das spezielle Gliederungen, wie eine solche z. B. von Soergel für Thüringen nachgewiesen wurde, auch in unserem klimatisch schon anders gelegenen Gebiet in gleicher Vollständigkeit auffindbar sind. Es ist sogar wahrscheinlich, daß die Wertigkeit der Vorstöße hier und dort eine mehr oder weniger verschiedene gewesen ist. Wie im einzelnen die Übereinstimmungen und Unterschiede beschaffen sind, kann erst nach Abschluß weiterer im Gange befindlicher Untersuchungen übersehen werden.

Ergebnisse.

1. An Hand der Schotteranalyse konnte bewiesen werden, daß die Aufschotterung der Neißeterrassen in einem kalt-ariden Klima erfolgte.

2. Aus den Faziesverhältnissen des Jungtertiärs des Sudetenvorlands ergab sich, daß schon im Jungtertiär die Sudeten eine intensive Hebung erfahren haben.

3. Aus der Zusammensetzung der Schotter des Jungtertiärs, der Beschränkung der Flußmäander auf den Warthaer Engpaß, aus den Lagerungsbeziehungen der Sedimente im Glatzer Kessel und dem Bau des Terrassensystems ging hervor, daß während des Diluviums das Warthaer Gebirge eine kippende Hebung erfahren hat, die wahrscheinlich heute noch andauert und deren jährliches Ausmaß einige hundertstel Millimeter beträgt.

4. Während des Diluviums haben am Donjon bei Glatz und bei Camenz und Baitzen Laufverlegungen der Neiße stattgefunden.

5. Das Längsprofil der Neißeterrassen zwischen Glatz und Wartha ist divergent gebaut.

6. Für das Gebiet der Glatzer Neiße ergibt sich eine Gliederung der Eiszeit in mindestens 7 kalte Klimaphasen.

---

[1]) Eine Bohrung bei Alt-Altmannsdorf hat unter dem Mindelgeschiebemergel noch einen weiteren angetroffen. Es muß also mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß eine noch ältere Eiszeit das Gebiet erreicht hat.

Literatur

1. Behr, J., Bericht über die Aufnahme des Blattes Lindenau. Jb. d. Pr. G. L.-A. 1923.
2. Cramer, R., Erläuterungen zu Blatt Schweidnitz. (Geol. Karte von Preußen 1:25000.)
3. Dathe, E., Das nordische Diluvium der Grafschaft Glatz. Berlin 1896. (Jb. d. L.-A.)
4. — Zur Kenntnis des Diluviums der Grafschaft Glatz. Berlin 1900. (Jb. d. L.-A.)
5. Finckh, L., Erläuterungen zu Blatt Charlottenbrunn. (Geol. Karte von Preußen 1:25000.)
6. Frech, F., Ein Normalprofil durch Quartär und Tertiär im schlesischen Hügelland. C. f. M. usw. 1915.
7. Frei, R., Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. 1912.
8. Freyberg, B. v., Die tertiären Landoberflächen in Thüringen. Fortschr. d. G. u. P., Berlin 1923.
9. Friedensburg, F., Das Braunkohlen führende Tertiär des Sudetenvorlandes zwischen Frankenstein und Neiße und die Altersfrage der schlesischen Braunkohlen. Jb. d. Pr. G. L.-A. 1914.
10. Friedrich, E. G., Exkursion in das Becken des alten Stausees zwischen Wartha und Camenz. Z. d. D. G. G. 56, 1904.
11. — Die glazialen Stauseen des Steinetals bei Möhlten und des Neißetals zwischen Wartha und Camenz. Diss. Breslau 1905.
12. Jentzsch u. Berg, Die Geologie der Braunkohlenablagerungen im östlichen Deutschland. Abh. d. Pr. G. L.-A. N. F. Heft 72.
13. Keilhack, K., Erläuterungen zu Blatt Frankfurt a. d. Oder. (Geol. Karte v. Preußen 1:25000.)
14. Köppen, W., und A. Wegener, Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin (Borntraeger) 1924.
15. Kräusel, Die Pflanzen des schlesischen Tertiärs. Jb. d. Pr. G. L.-A. 1917.
16. Leppla, A., Geologische und hydrologische Beschreibung des Niederschlagsgebiets der Glatzer Neiße. Berlin (P. G. L.) 1900.
17. — Zur Frage des glazialen Stausees im Neißetal. Z. d. D. G. G. 1906.
18. Mordziol, C., Flußterrassen und Löß am Mittelrhein. Festschrift des Naturw. Vereins Coblenz 1926.
19. Olbricht, K., Die Gliederung des schlesischen Diluviums. Jahresber. d. Schles. Ges. f. vat. Kultur 1913.
20. Rudzki, M. P., Physik der Erde. Leipzig (Tauchnitz) 1911.
21. Sandford, K. L., The River-gravels of the Oxford-District. Qu. J. Geol. Soc. London 1924.
22. Soergel, W., Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. Berlin (Borntraeger) 1921.
23. — Diluviale Flußverlegungen und Krustenbewegungen. Fortschr. d. G. u. P. Berlin 1923.
24. — Die diluvialen Terrassen der Ilm. Jena (G. Fischer) 1924.
25. — Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. Fortschr. d. Geol. u. Pal. Berlin 1925.

Lebenslauf

Am 8. März 1905 wurde ich, Friedrich Eberhard Zeuner, als Sohn des Kaufmanns Hugo Zeuner in Berlin geboren. Ich besuchte das Goethe-Realgymnasium zu Berlin-Wilmersdorf, wo ich Ostern 1923 das Reifezeugnis erhielt. Anschließend widmete ich mich dem Studium der Geologie in Berlin. Das Sommersemester 1925 verbrachte ich in Tübingen. Seit Frühjahr 1926 bin ich als Assistent am Geologischen Institut in Breslau tätig, wo ich am 21. Dezember 1927 mit der Doktorprüfung meine Studien beendigte.

Meine Lehrer waren in Berlin die Herren Professoren Pompeckj und Solger, in Tübingen die Herren Professoren Hennig, Kessler und Soergel und in Breslau die Herren Professoren Soergel, v. Bubnoff, Milch, Friederichsen und Dr. Bederke. Es ist mir eine angenehme Pflicht, allen Herren an dieser Stelle meinen Dank auszusprechen.